

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN COMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

FÜNFUNDZWANZIGSTE LIEFERUNG

GEOLOGIE DER HOCHALPEN ZWISCHEN REUSS UND RHEIN

TEXT ZUR GEOLOG. KARTE DER SCHWEIZ IN 1:100,000

BLATT XIV

(ERSCHIENEN 1885)

VON

Dr. ALBERT HEIM

PROFESSOR DER GEOLOGIE AM EIDGEN. POLYTECHNIKUM UND DER UNIVERSITÄT IN ZÜRICH

MIT EINEM ANHANG VON PETROGRAPHISCHEN BEITRÄGEN

VON

Dr. CARL SCHMIDT

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE IN BASEL

BERN

IN COMMISSION BEI SCHMID, FRANCKE & CO. (VORMALS J. DALP'SCHE BUCHHANDLUNG)
1891

Buchdruckerei Kari Stämpfli & Co, Bern

Bis Dezember 1891 ist im Kommissionsverlag von Schmid, Francke & Co., ehemals J. Dalp'sche Buchhandlung, in Bern erschienen:

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz,

herausgegeben von der

geologischen Commission der schweiz. naturforschenden Gesellschaft.

Text in-4°.

- Erste Lieferung:** A. Müller, *Geologische Beschreibung des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete*, mit einer geognostischen Karte in 4 Blättern und zwei Profiltafeln. Zweite, vom Verfasser revidirte Auflage des Textes. 1884. Fr. 5. —
Die Karte ist vergriffen. Der Inhalt ist auf den zu Lief. 4, 7, 8 und Supplement gehörenden Karten in kleinerem Massstab zu finden.
- Zweite Lieferung:** G. Theobald, *Geologische Beschreibung der nördlichen Gebirge von Graubünden*, mit 2 Karten (X, XV) und 18 Profiltafeln. 1864. Fr. 45. —
Jede Karte einzeln: „ 15. —
- Dritte Lieferung:** G. Theobald, *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden*, mit einer Karte (XX) und 8 Profiltafeln. 1867. Fr. 30. —
Die Karte einzeln: „ 15. —
- Vierte Lieferung:** C. Mäesch, *Geologische Beschreibung des Aargauer Jura's*, mit 2 Karten (III und Brugg) und zahlreichen Tafeln. 1867. Fr. 35. —
Blatt III einzeln: „ 10. —
Karte von Brugg 1:25,000 „ 5. —
- Fünfte Lieferung:** F. J. Kaufmann, *Geologische Beschreibung des Pilatus*, mit einer Karte und 10 Tafeln, enthaltend geologische Durchschnitte, Gebirgsansichten und Petrefacten. 1867. Fr. 20. —
Die Karte einzeln „ 5. —
- Sechste Lieferung:** A. Jaccard, *Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois et de quelques districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse compris dans les feuilles XI et XVI de l'atlas fédéral*, 1 vol. et 2 cartes (XI, XVI). 1869. Fr. 40. —
Les cartes séparément, la feuille: „ 15. —
- Siebente Lieferung:** A. Jaccard, *Supplément à la Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois*, avec une carte (feuille VI), 1870. Fr. 15. —
La carte seule: „ 10. —
- Achte Lieferung:** J. B. Greppin, *Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents compris dans la feuille VII de l'atlas fédéral*, avec une carte, une planche de profils géologiques et sept de fossiles. 1870. Fr. 30. —
La carte seule: „ 15. —
En supplément: Carte géologique (II): „ 6. —
- Neunte Lieferung:** H. Gerlach, *Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoyen und Piemont*. Hiezu Blatt XXII und 1 Blatt Profile. 1872. Fr. 25. —
Die Karte einzeln mit Profilen „ 15. —
Ohne Profile „ 10. —

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN COMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

FÜNFUNDZWANZIGSTE LIEFERUNG

GEOLOGIE DER HOCHALPEN ZWISCHEN REUSS UND RHEIN

TEXT ZUR GEOLOG. KARTE DER SCHWEIZ IN 1:100,000

BLATT XIV

(ERSCHIENEN 1885)

VON

Dr. ALBERT HEIM

PROFESSOR DER GEOLOGIE AM EIDGEN. POLYTECHNIKUM UND DER UNIVERSITÄT IN ZÜRICH

MIT EINEM ANHANG VON PETROGRAPHISCHEN BEITRÄGEN

VON

Dr. CARL SCHMIDT

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE IN BASEL



BERN

IN COMMISSION BEI SCHMID, FRANCKE & CO. (VORMALS J. DALP'SCHE BUCHHANDLUNG)
1891

NE 65 JK

GEOLOGIE
DER
HOCHALPEN ZWISCHEN REUSS UND RHEIN

TEXT ZUR GEOLOG. KARTE DER SCHWEIZ IN 1:100,000

BLATT XIV

(ERSCHIENEN 1885)

VON

D^r ALBERT HEIM

PROFESSOR DER GEOLOGIE AM EIDG. POLYTECHNIKUM UND DER UNIVERSITÄT IN ZÜRICH

MIT EINEM ANHANG VON PETROGRAPHISCHEN BEITRÄGEN

VON

D^r CARL SCHMIDT

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE IN BASEL

1891



Vorwort.

Die Zeit eilt. Schon dreizehn Jahre sind verstrichen, seitdem meine Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe erschienen, und schon wieder sieben Jahre, seitdem das von mir im Auftrage der geologischen Commission 1878 bis 1883 noch in den übrigen Theilen ausgearbeitete Blatt XIV der eidgenössischen geologischen Karte im Massstab 1 : 100,000 ausgegeben worden ist. Der Text zu dem letzteren mit den Beobachtungen von 1878 bis 1883 sollte auf dem Fusse nachfolgen. Endlich kann ich ihn geben. Allein die Jahre, welche zwischen der Beobachtung und der Verarbeitung der Beobachtungsnotizen verstrichen sind, haben manchen ursprünglich präzisen Eindruck verwischt und manche Lücke geschaffen, die ich nicht mehr überbrücken kann. Es lag bei meiner Ueberbürdung mit Pflichten nicht in meiner Kraft und auch nicht in meinen äusseren Möglichkeiten, dies zu vermeiden. Ich danke der geologischen Commission für ihren Langmuth.

Ich gebe, was ich habe. Die Zukunft wird tiefer einzudringen und mehr zu leisten vermögen. Sie wird auch noch eine ganze Menge von Gesichtspunkten in Betracht zu ziehen haben, die hier ganz übergangen sind. Paläontologisch-stratigraphische Studien, Studien über Mineralvorkommnisse und Minerallagerstätten, wozu unser Gebiet vielfach schönes Material liefern kann, habe ich völlig unterlassen.

Ein altes Klagelied, das meine Freunde längst kennen, drängt sich mir auch bei dieser Gelegenheit auf die Lippen: Es betrifft mein unsagbar schlechtes Gedächtniss, die gebliebene Folge entsetzlicher Migräne im Alter von 14 bis 16 Jahren. Am peinlichsten fühlbar wird mir dieser Mangel stets, wenn es gilt, ein bedeutendes Quantum Literatur zu verarbeiten oder zu beherrschen. Ich vergesse vorweg, was ich lese, ich vergesse, was ich selbst beobachtet und geschrieben habe. Jeden, der mir Mangel an Literaturkenntniss oder Nicht-

berücksichtigung seiner Arbeiten vorwirft, kann ich nur um Verzeihung bitten. Alle mechanischen Hilfsmittel reichen nicht aus, einen solchen Defect in seinen Folgen aufzuheben.

Dankend gedenke ich derer, welche mich oft auf meinen Untersuchungsreisen begleitet und unterstützt haben. Es waren dies nicht nur treue Führer und Träger, sondern recht oft meine damaligen Schüler und jungen Freunde, wie *Fritz Oppliger*, Prof. *Fr. Becker*, Dr. *Gust. Maillard*, *Th. Mühlemann*, Dr. *Alexander Wettstein*, Dr. *Biedermann*, *Petri*, Prof. Dr. *Ernst Koken*, Prof. Dr. *C. Schmidt* und Andere mehr. Zwei derselben hat ein früher Tod seither jählings der Wissenschaft entrissen: Der geniale und vortreffliche *Alexander Wettstein*, der wohl bald einer der ersten Naturforscher geworden wäre, stürzte 1887 an der Jungfrau todt (Vierteljahrsschrift der Zürcher naturf. Ges. 1887) und Dr. *G. Maillard* ist 1891 einer schweren Gehirnentzündung erlegen.

Am häufigsten, und zwar während 5 Sommern, begleitete mich auf den Untersuchungsreisen mein Freund, der Chemiker Dr. *Johannes Hundhausen* in *Hamm* (Westfalen). Mit ihm, dem gewaltigen Recken, zusammen habe ich manche Begehung ausgeführt, die allein nicht ohne Führer hätte gewagt werden dürfen. Sein innig sinniges Naturerfassen, sein in allen Lagen unverdrossener Sinn hat manche Schwierigkeiten überwinden helfen und manche Ermuthigung gespendet.

C. Schmidt, ebenfalls in die Reihen der selbstständigen geologischen Forscher gerückt, hat zu meinem Texte auf den Wunsch der geologischen Commission einen Anhang von petrographischen Untersuchungen geliefert, den ich als eine sehr werthvolle und bedeutsame Ergänzung desselben willkommen heisse, und aus welchem manche Gesichtspunkte von allgemeiner Bedeutung hervorgehen. Wir sind dem Verfasser desselben für seine mühsamen Untersuchungen zu herzlichem Danke verbunden. Mancher Gedanke in meinem Texte ist aus unseren gemeinsamen Besprechungen hervorgegangen. Wir haben oftmals im Gebirge wie in Sammlung und Studirzimmer als Freunde zusammen gearbeitet.

Hottingen-Zürich, im Sommer 1891.

Albert Heim.

Inhaltsverzeichniss.

Vorwort von A. Heim	Seite. V
Inhaltsverzeichniss	VII
Correcturnotizen zur Karte Blatt XIV und den Profilen	XIX
Literatur-Verzeichniss für das Gebiet von Blatt XIV der schweiz. geolog. Karte in 1:100,000	1

Erster Abschnitt.

Die nichtcentralmassivischen Sedimentgesteine auf dem Gebiete von Blatt XIV	11
A. Verrucano- und Anthracitformation	12
(Varietäten des Verrucano 12, Carbonpflanzen 13, Vorkommnisse der Anthracitschiefer 14, begleitende Gesteine 14, unterer und oberer Verrucano 15, Stellung der Carbonschiefer dazwischen 16, Vertheilung und Ausbreitung des Verrucano 16, der Rofnagneiss 17, Abgrenzung des Verrucano nach unten 17.)	
B. Die Röthigruppe (Röthidolomit)	18
(Abgrenzung und Gesteine der Röthigruppe 18, dichter Dolomit und Zellendolomit sich vertretend 19, Vertheilung verschiedener Abänderungen 19, stratigraphische Constanz 20, Mineralquellen darin 20, der Quartenschiefer 20.)	
C. Das Jurasystem	21
1. Der Lias	21
(Gesteine nördlich des Aarmassives 21, der Lias in der Windgällen-Calandakette 21, goldhaltig am Calanda 22, liasarme Zone zwischen Gebieten mit starker Entwicklung 22.)	
2. Der Dogger	23
(Gesteinsarten [Eisensandstein, Echinodermenbreccie und Eisenoolith] 23, Gleichförmigkeit und Ausbreitung, Metamorphosen, Petrefakten 23.)	
3. Der Malm	24
(Scharfe untere Grenze, Schiltkalke 24, Hochgebirgskalk 24, die beiden Facies der tithonischen Stufe und ihre Verbreitung 25, dynamometamorphe Abänderungen 26, kein südliches Ufer des Malmmeeeres in den Centralalpen 26.)	
D. Das Kreidesystem	26
(Seine normale Ausbildung in Valengien 27, Neocomien 27, Schrattenkalk 27, Gault 28, Seewerkalk 28, Seewerschiefer 28, die helle Kalksteinbank in der Basis der Kreide 29, besondere Ausbildungsarten: Valengien im Klönggebiet 29, Bergkrystalle im Neocommergel 29, Schrattenkalk bei Brunnen 30, die Schichten mit Orbitulina lenticularis 30, der Schrattenkalk ein Korallenkalk 30, sein Aussetzen am Planggstock 31, oolithischer Schrattenkalk bei Hilt-rätern 31, Abänderungen und Petrefaktenreichtum des Gault 31, der Seewerkalk und sein Abschluss nach oben 31, Vertheilung der Kreidebildungen anders als Lias und Malm 32, die Kreidebildungen am Calanda, Griesstock, Kistenpass etc. 32, die Kreide am Bifertenstock 33, Fehlen in der Windgällengegend 33, gegen Süden schwächer ausgebildet 33.)	
E. Das Tertiärsystem	34
(Vertheilung 34.)	

— VIII —

a. Nummulitenfacies und Kalksteine	Seite. 34
(1. Nummulitenkalk, 2. Nummulitensandsteine, 3. Nummulitenquarzite 34.)	
b. Flyschfacies	35
(1. Thonschiefer 35, 2. Sandsteine 35, 3. Conglomerate 36, die Conglomerate am Ausgang des Gruonbachtobels 36, 4. Quarzite 37, 5. Taveyannazsandsteine 38, Petrefaktenfunde im Eocän 38, die Wangschichten 38, Art der Auflagerung von Eocän auf Kreide 39.)	
Concordante Auflagerung	39

Zweiter Abschnitt.

Die Kreide- und Jurazonen vom Vierwaldstättersee bis zum Linththal (Muottagebiet)	41
A. Die Kreideketten	41
1. Das doppelte Gewölbe des Bürgenstock	41
2. Die erste grosse Kreidemuldenzone Buochs-Brunnen-Ibach	42
(Ist eine normalgestellte Mulde 42, wird von Juraklippen unterbrochen 42.)	
3. Das Kreidegewölbe von Axenstein-Morschach	42
(Beginnt bei Beckenried und wird vom Urnersee durchbrochen 42, bei Axenstein 43, Unterbruch durch die Muottaschlucht und Fortsetzung im Giebel 43, ein aufrechtes Gewölbe 44.)	
4. Die scharfe Mulde Seelisbergersee-Morschach-Hinter-Iberg	44
(Auf Seelisberg 44, bei Morschach 45, am Nordabhang des Stosshorn 45, bei Hinter-Iberg 45, SSO-fallende Axialebene 46.)	
5. Das Frohnalpstockgewölbe	46
(Ist nördlich übergelegt 46, bildet Niederbauen-Frohnalpstock und Fallenfluh 46.)	
6. Die Furkelalpssmulde	47
(Gleichartig beiderseits des Urnersee, Axialebene SSO-fallend, Stoss, vom Muottathal schief durchschnitten, Illgau 47.)	
7. Das nördlich überliegende Gewölbe des Hauserstockes	48
(Oberbauen, Hauserstock.)	
8. Die Klingenstockkette ein südlich überliegendes Gewölbe	48
(Klingenstock, Hengst, Plangstock, Forstberg, Drusberg 48, Discordanz von Seewerkalk und Nummuliten an den Muottathaler-Heubergen 48, Profil zwischen Frutt und Katzenzägel südlich ob Dorf Muottathal und an der südlich anliegenden Mulde 49, gemeinsamer Gewölbekern bei Sissikon 50.)	
9. Die nummulitische Riemenstalden-Pragel-Mulde	50
(Geht ohne Unterbruch über Sissikon, Riemenstaldenthal, Katzenzägel, Muottathal, Pragelpass, Richisau, Deyenalp 50, setzt westlich des Urnersee bei Bauen-Furkelalp fort 51, der Nordflügel reducirt 51, der Südflügel bei Sissikon und durch Riemenstalden mechanisch reducirt 51, Riemenstaldenlinie nicht einfache Verwerfung 52, verschmolzener Gewölbekern für Nr. 5, 7 und 8 53.)	
10. Die Axen-Glärnischkette ein Faltencomplex	53
10. a. Der Glärnisch	54
(Ein System liegender Falten 54, Verbindungsart wegen Fehlen der Umbiegungen unbestimmbar 54.)	
10. b. Die Silbern, ein System nördlich überliegender Falten	54
(Die Umbiegungen der liegenden Falten erhalten 54, die Nummuliten mit eingefaltet 55, die Mulden nach Norden offen, die Gewölbe nördlich übergelegt 55, die Silbern drei Faltenzonen: α das Gewölbe des nördlichen Widerlagers Richisau-Pragelpass-Muottathal 55, β das nördlich flach übergelegte Faltenpaket 55, γ die stehenden Falten im südlichen Streifen Rätischthalgebiet 55. Das Silbernprofil am Ostabhang 55—56, die horizontale Transversalverschiebung nördlich der Silbernhöhe 56, der westliche Theil der Silbernmasse, Böldmeren, Ausläufer zwischen Pragelthal und Bisithal 57, die aufrechten Nebenfalten des Kratzerengrates, Thorloches und Rätischthales 58, Umdrehung gegen Westen in Nordfallen 58.)	

	Seite.
10. c. Der Wasserberg	59
10. d. Der östliche Theil der Axenkette	60
(Allgemeiner Monoklinalbau 60, Andeutungen innerer Complicationen vom Typus der Silbern 61.) /	
10. e. Die gefaltete Falte am Axen	61
(Abbruch der Axenkette am Urnersee 61, Profil der Axenstrasse entlang von Sissikon bis Telsplatte 62, Profil des Grossen Axen: Neocom, Schrattenkalk, Eocän, Schrattenkalk, Neocom 63, Flysch an der Stutzegg 64, die Axenmulde geht nicht hinauf, Eocän von Kreide überwölbt 64, das Jüngste ist Gewölbekern 65, Prüfung dieser Thatsache 65, entsprechende Erscheinung westlich des Urnersee bei Isleten und östlich im Kinzigthal 66, Bezeichnung dieser Faltenform 67, der Eocänkern des Grossen Axen hängt in der Tiefe wahrscheinlich mit der Riemenstaldenmulde zusammen, Gründe dafür 67 und 68. Alles klar zu beobachten, Zusammenfassung über die Kette Nr. 10 69. Andere Verfasser über das Gebiet der Axenstrasse 69. Widerlegung der tektonischen Auffassung des Axenstrassengebietes von Hrn. Stutz 69 bis 72, Dr. Lusser 1842 72, J. J. Scheuchzer 1716 72.)	
B. Das Hochgebirgskalkgebiet beiderseits des Bisithales	73
1. Die Denudation des Dogger und Lias	73
a. Die Dogger- und Liasentblössung im Braunäpli	73
b. Ebenso bei Rabützli in der Karrenalp	73
c. Ebenso im Bisithale	73
d. Im Kinzigthal	74
2. Die Faulen-Pfannstockfalte	74
3. Die Jurafalten im Profil des Bisithales	75
4. Die Jurafalten der Ortstock-Thurm-Kirchbergkette	75
5. Der Südrand und das Ende der Jurazone am Axen	76
(Zugleich Ueberlagerungsrand der Glarner Doppelfalte 76, deren Gewölbekern hier Jura statt Verrucano ist 77, Juradoppellagerung im oberen Gruonbachgebiet 77, plötzliches Abreissen des Jura unter Franzen am Axen 78, analoges Verhältniss westlich des Urnersee am Güttsch 78, Analogien mit Urirothstockgebiet 79.)	
C. Einige unserer Ergebnisse.	
1. Verhältniss der Faltung zum Reussthale	79
2. Alter der Faltung	79
Dritter Abschnitt.	
Die Windgällen-Claridenkette oder nördliche Randkette des Aarmassives	81
A. Die Hohe-Faulen-Gruppe	81
(Die südlich aufsteigenden gefalteten Kalkformationen 82, deren Contact an den Gneiss am Scheidnössli, Eocändecke, Schwarzstöckli und Weissstock 82.)	
B. Der westliche Theil der Randkette, die Windgällen-Scheerhorn-Kette	83
(Die liegende Falte, die Kleine Windgälle 83, die Grosse Windgälle 83, der Grosse Ruchen 84, die Entblössungen im Thal des Hüfigletscher 84, Kleiner Ruchen und Scheerhorn 85, die mechanische Gesteinsumformung, der Windgällenporphyr 86, älter als Dogger und Carbon, die Faltung jünger als Eocän, der Porphyr passiv 87.)	
C. Der östliche Theil der Randkette des Aarmassives, Claridengrat bis Selbsanft	87
(Die Windgällenfalte im Sandalgebiet aufgelöst in viele kleinere Falten 87 und 88, das Sandalgebiet ein Erosionsgebirge 88.)	
D. Zusammenfassung der Randkette des Aarmassives	89
(Aenderung der Faltungsform, Betrag des Zusammenschubes 89, Sinken im Streichen gegen Osten 90, Constanz der Gipfelhöhen 90.)	

Vierter Abschnitt.

Das Aarmassiv (östlicher Theil)	91
(Frühere Resultate 91, jetziger Stand 92, Verhältniss zu Baltzers Untersuchungen 94, Breite des Aarmassives 95.)	
A. Die nördliche Gneisszone	96
(Der Erstfeldergneiss ein constanter Typus 96, Scheidnössli 97.)	
B. Die nördliche Zone der Sericitgneisse und Phyllite	97
(Die vorherrschenden Sericitgneisse 98, die abweichenden Gesteinseinlagerungen: 1. Verrucano, centralmassivisch gestellt 98, 2. Anthracitschiefer 99, 3. Gneisse und granitische Gneisse 99, 4. Amphibolite, knollig schlierige 100, andere 101, 5. Topfsteine 101, 6. Serpentine, 7. Quarzite, 8. Eruptivamphibolite 101, 9. gabbroartige Gesteine 101, 10. Felsitschiefer 102, 11. Felsitporphyr, 12. Granit (Eurit), Porphyroide am Düssistock 103, die vermeintlichen devonischen Crinoiden vom Etlzthal 103.)	
C. Die Granitgneiss-(Protogin-)Zone	104
(1. Granit in Bänken 105, 2. Protogin 105, 3. Gneiss 105, unsichere Grenzen 106, die Granit-einlagerungen im Fellthal 107, im Val de Val 107, im Etlzthal 108, am Piz Aul und in Gliems 108, die granitischen Ganggesteine (Eurit, Aplit) häufig 108, Euritgänge im Fellthal, am Piz Giuf, im Etlzthal, an den Mittelplatten, im Val de Val, Val Giuf, Val Puntaiglas 109, am „Piz Crapp ner“ 110, ob Disentis, am Bristengipfel und im Limmernboden 110, Aehnlichkeit mit Berninamassiv, Felsitporphyre, keine Porphyrite wie im Sil-vrettamassiv 111, die Amphibolprotogine 111, der Puntaiglasgranit im Val Frisal, Puntaiglas, Rusein und Giuf 111, das Puntaiglasgranitgestein am Piz Giuf 112, discordante Auflagerung des letzteren flach auf dem Protogin 113, andere hornblendeführende Gesteine 114, der Syenit am Piz Ner-Puntaiglas 114, 5. Chloritgneisse und Chloritschiefer 114.)	
D. Die südliche Gneisszone	115
E. Der Muldenzug des Tavetsch	116
(Einseitige Ausbildung, wie die Urserenmulde 116, der Kalk von Disentis 117, die Doppelung des Tavetschermuldenzuges 117, Vorherrschen der Sericitglimmerschiefer 118, Aehnlichkeiten und Verschiedenheiten von der nördlichen Sericitzone 119, die Talkschiefer-einlagerungen 119, das Profil bei Surrhein 119, andere Einlagerungen 120, Streichen und Fallen und locale Abweichungen 120, Eruptivamphibolite bei Curaglia-Medels 120, Dioritstock bei der Rusein-brücke 121, Profil mit Spilit unterhalb Dorf Somvix 121, Dioritstock auf Alp Puntaiglas 121.)	
F. Der unterirdische Ausläufer des Aarmassives	122
(Die Centralmassivgesteine bei Vättis 122, Sinken des Massives unter dem Calanda 123, Lagerung und Beschaffenheit der Gesteine bei Vättis 123, Orographische und unterirdische Centralmassive 125.)	
G. Resultate über das Aarmassiv	125
(Verflachung der Schieferungslage an den Gräten 125, das Aarmassiv ein nördlich schief über-liegendes Fächersystem 126, die Beweise für die Faltennatur 126, Vergleich der Aarmassiv-gesteine mit den Gesteinen anderer Massive 126, Aehnlichkeiten und Unterschiede 128, Altersfolge von Gesteinen des Aarmassives 128, Passivität der Eruptivgesteine 129, das Aar-massiv ist nacheocän 129, die Beweise dafür 129, Differenz mit Baltzer und Schmidt nur quantitativ 130, Betrag des Zusammenschubes im Centralmassiv 131, die Thalbildung im Centralmassiv 131.)	

Fünfter Abschnitt.

Die Tödigruppe, eine gefaltete Sedimentbrücke des Aarmassives	133
(Uebergang von Aarmassiv in Glarner Doppelfalte 133, Sediment-Lappen, Fetzen und Brücken auf dem Aarmassiv 134, Erosionsbuchten und Löcher in der Sedimentdecke 134, seitlicher Zusammenschub in der Sedimentdecke, diese gedrängt gefaltet 135, centralmassivisches Clivage in die Sedimente greifend im Val Gliems 135, Einquetschungsgang von Quartenschiefer in Röthidolomit im Val Gliems 136, die centralmassivisch gestellte scharfe Mulde und ihr Profil	

unter dem Tödi S W-Seite 136, dieselbe an der Ostseite 137, die Brigelserhörner 137, Einstreichen des Südflügels der Glarner Doppelfalte in das Centralmassiv 138, Gabelung des Aarmassiv-Ostendes durch vier sedimentäre Mulden 139, scheinbare Discordanztransgressionen durch Zusammenstossen von Clivage und Schichtung 139, die tieferen Falten setzen ohne Discordanz durch alle Schichten 140, Schluss auf posteocänen Zusammenschub zur Faltung des Centralmassives 140.)

Sechster Abschnitt.

Die Glarner Doppelfalte	141
(Einleitung 142, die Zweifler 142, das früher Gegebene ist neu bestätigt 142, geotektonischer Ueberblick 142.)	
A. Ergänzungen zu den früheren Beobachtungen über den Nordflügel der Glarner Doppelfalte	144
a. Bützistöckli im Käpfgebiet	144
(Die beobachteten Thatsachen dargestellt 144, die Erklärung 146.)	
b. Ruchen-Foostöckli	147
(Vacek am Ruchen-Foostöckli 147, meine wiederholte Begehung und Abbildungen 147, die Eocänkeile im Lochseitenkalk, die Riebeln des letzteren 147, verschleppte Schichtfetzen 148, die S O-Ecke und Vaceks vermeintliche „Anlagerung“ daselbst 148.)	
c. Zum vermeintlichen „Walensee-Seezthalgraben“ von Diener	149
B. Ergänzungen zu den früheren Beobachtungen über den Südflügel der Glarner Doppelfalte	152
a. Allgemeines über die Südfalte	152
(Die braunen Deckenschichten am Südabhang von Vorab, Flimserstein, Ringelspitz sind Dogger 153, darin Pentacrinus und Ostrea Marshi 153, sie gehören dem verkehrten Mittelschenkel an 154.)	
b. Ringelgruppe	154
(Profil von Lavoytobel bei Tamins nach Gürsch 154, Profil beim Aufstieg von Trins über Crap Matts und Tschep nach der Ringelspitze 155, dies die verkehrte Schichtfolge des Mittelschenkels 156, Profil vom Ringelspitz nach dem Calfeusenthal 157, die liegende Muldenumbiegung im Eocän an den südlichen Flanken 157, Ansteigen derselben von West nach Ost 157, entsprechende liegende Eocänmulde am Flimserstein 158, der allmähliche Uebergang des Malmkalkes von Hochgebirgskalk in Lochseitenkalk und Marmor genau verfolgbar 158, entsprechendes weiter westlich 159, das östliche Ende der Südfalte in der Calandaregion 159, die Verrucanowurzel der Südfalte südlich Reichenau 160.)	
c. Flimserstein	160
(Muldenschenkel und Mittelschenkel am Flimserstein 160, die Decke ist der umgekehrte Mittelschenkel 161, die Schichtfolge unter dem Verrucanogipfel 162, das Profil am Nordabhang des Flimserstein und liegende Eocänmulde an der Ostseite 162, die Westseite 162.)	
d. Segnesthal	163
e. Der Südabhang der Vorabmasse	163
(Der dynamometamorphe verkehrte Mittelschenkel 164, Alp Nagiens, Alp Ruschein, der Verrucano hier auch im Mittelschenkel 164, Alp Ranasca 165.)	
f. Die Verwicklungen am Panixerpass	166
(Frühere Vermuthungen von Escher und von mir 166, das Profil nördlich am Panixerseeli 166, ist ein zur Mulde gedrehtes Gewölbe 167, die Gesteine unter der Setherfürka 167 sieht man vom Mittelschenkel muldenförmig herabsteigen 168, eine Falte vom Mittelschenkel abgeschürft 168, das Kalkhorn 169.)	
g. Piz Dartgias	169
(Das Profil der Mulde unter Alp Robi 170, enthält das Südende des eocänen Muldenkernes 171, Schichtprofil am Kistenpassweg 171.)	
C. Zusammenfassung über die Erscheinungen des Mittelschenkels der Glarner Doppelfalte	172
(Der Begriff des „Auswalzens“ 172, die allgemeinen Züge im Bau des Mittelschenkels 173, die Begrenzung des Lochseitenkalkes ebenflächig nach oben, zackig nach unten erklärt 173,	

	Seite
Aufzählung der im verkehrten Mittelschenkel bisher nachgewiesenen Schichtstufen und ihrer Fundpunkte 174, grössere Vollständigkeit im Mittelschenkel der Südfalte erklärt 175, Aufzählung der mechanischen Deformationserscheinungen im Mittelschenkel 176, zur Umgebung von Glarus 179.)	
D. Vertheidigung der Glarner Doppelfalte gegen die erfolgten Angriffe	179
I. Gegen die Annahmen des Herrn M. Vacek	180
(Die bezügliche Controversenliteratur 180, meine 10 Einwürfe gegen Vacek blieben unwiderlegt 183.)	
a. Zum Text von Vacek's „Beiträge zur Kenntniss der Glarneralpen“	183
(Transgressionsdiscordanzen und Dislocationsdiscordanzen 183, letztere im Gebiet der Doppelfalte 184, Vacek kann keinen Beweis für höheres Alter seiner Kalkphyllite beibringen 185, stellenweises Fehlen des Lochseitenkalkes 186, die Eocängebilde greifen nicht über die Untergrenze des Verrucano 187, Vacek findet keine Uferfacies der „transgredirenden eingelagerten“ Eocängebilde 188, Vacek lässt die älteren Schichten ungestört unter jüngeren gefalteten 190, Vacek sieht überall Discordanztransgressionen 191, seine perspectivische Täuschung am Mürtchenstock 191, der keilförmige Graben in der oberen Plattenalp 192, Vacek's Meinungen am Bützistöckli 193, Vacek am Foopass 193, Vacek vor dem Ruchen-Foostöckli 194, Vacek im Panixergebiet 194, Vacek auf dem Urnerboden 195.)	
b. Zu Vacek's Profilen über das Gebiet der Glarner Doppelfalte	195
(Consequenz seiner Dichtung 195, er übersieht die Gestalt der unteren Grenze des Lochseitenkalkes und die Discordanz desselben zu den unterliegenden Schieferen 196, er dehnt jetzt die Theorie der discordanten Anlagerung auch auf alle Jura- und Kreidebildungen aus 196, Vacek's Profil I 197, Vacek's Profil II 198, Vacek's Profil III 200 sind alle vollständig falsch.)	
II. Zu Friedrich Pfaff's Einwendungen	202
(Pfaff's mikroskopische Untersuchung des Lochseitenkalkes 203, verkehrter Schluss daraus 204, chemische Analyse des Lochseitenkalkes 204.)	
III. Zu Rothpletz's Auffassung	204
(Rothpletz anerkennt die Lagerungsumkehr 205, seine liegende Verwerfungsspalte 205, der Lochseitenkalk keine Gangbildung 205 und 206, Rothpletz's Thalverwerfungsspalten 207, die Beurtheilung der mechanischen Gesteinsumformung durch Rothpletz und durch die andern Forscher 207.)	
E. Gemeinsame Excursionen in die Glarner Doppelfalte	209
(Excursion der Schweiz. geolog. Gesellschaft, Sept. 1882 209, Excursion im August 1888 209, Excursion der Deutschen geolog. Gesellschaft, August 1890 210 etc., Teilnehmerliste 211, Zusammenfassung des Resultates durch Penck 211, Protokoll darüber 212, Schluss betreffend Glarner Doppelfalte 215.)	
Siebenter Abschnitt.	
Das Gotthardmassiv, östlicher Theil	217
(Bisherige Arbeiten 217.)	
A. Der granitische Kern im östlichen Theil des Gotthardmassives	218
1. Protogin	219
2. Cristallinagranit	222
3. Euritgänge	224
B. Die südliche Gneisszone im östlichen Theil des Gotthardmassives	224
(Der Streifengneiss 224, seine Verbreitung und Lagerung 225, der Diorit in Val Ufieri 226.)	
C. Die Gipfelzone des Piz Medel-Gallinario	227
(Ihre Gesteine 227, ihre Ausbreitung 227, ihre Lagerung 228.)	
a. Profil am nördlichen Gipfelgrat des Piz Cavel	229
(Der Felsitporphyr des Piz Cavel 229.)	
b. Profil in der Fronscha (Aufstieg vom Val Somvix nach dem Greinapass).	230

	Seite.
c. Profil in der Hochnische des Sutglatz-Gletschers	232
d. Die Gesteine an der Ostseite des mittleren Val Somvix	233
D. Die nördliche Gneisszone im östlichen Theil des Gotthardmassives	234
(Die gewöhnlichen Gesteine 235, die Umbiegung der Platten in der Höhe 236, der discordant aufsitzende Amphibolit nördlich von Lavaz 236.)	
E. Die nördliche Sericitzone des Gotthardmassives und ihr östlicher Untergang	237
(Kartirung von v. Fritsch 237, Gesteine im Val Medel, am Piz Muraun, im Val Somvix 238, nördliches Ueberliegen 239, Verhältniss zum Verrucano 239, Profil vom Piz Miezd nach Val Zafragia 240, die östliche Endigung des Gotthardmassives 241.)	
E. Einige Resultate betreffend das Gotthardmassiv	242
(Ausdehnung 242.)	
I. Verflachung der Schichtlagen und Gewölbebau am Ostende	242
II. Die Eruptivgesteine des Gotthardmassives	243
III. Fächersystem und Gabelung des Massives	245
IV. Alter der Massivfaltung	246
V. Schätzung des Zusammenschubes	247
VI. Thalbildung und Abwitterung im Gotthardmassiv	248
Achter Abschnitt.	
Der Bündnerschiefer und das Bündnerschiefergebirge im Gebiete von Blatt XIV	251
A. Uebersicht über den Bündnerschiefer	251
B. Die Beschaffenheit des Bündnerschiefers	254
I. Die unveränderten Bündnerschiefer	254
a. Gesteine der Reihe Thon bis Mergel	254
b. Gesteine der Reihe Mergel bis Kalkstein	255
c. Sandsteine und Quarzitsandsteine	256
d. Grüner Bündnerschiefer	256
(Concordante Einlagerung 256, Verbreitung 257, eruptiver Mineralbestand 257, vulkanische Tuffe oder gequetschte Diabase 258.)	
e. Serpentin	259
f. Zellendolomite und Rauchwacken	259
g. Gyps	259
II. Der metamorphe Bündnerschiefer	260
a. Gruppe des Glimmerbündnerschiefer	260
b. Die Knotenschiefer	262
c. Hornfelsartige Granat-Zoisit-Gesteine	263
d. Strahlsteinquarzit und Albitgneiss	263
e. Marmore	264
(Bunter Wechsel 265, Zunahme der Metamorphose mit der Klemmung und der Tiefe 266.)	
C. Das Alter der Bündnerschiefer erschlossen aus deren Lagerung	267
(Bisherige Ansichten 267.)	
1. Ilanz	268
2. Obersaxen	270
3. Die Sedimentbrücke von Röthidolomit und Bündnerschiefer über dem Ostende des Gotthardmassives von Obersaxen nach dem Lugnetz	273
4. Der Bündnerschiefer am Südrande des Gotthardmassives	275
5. Der Bündnerschieferzug am Nordrande des Gotthardmassives (Tavetschermuldenzone).	278
(Profil bei Nadils 278, Profil an der Carvera 279, Resultate 281.)	
6. Der Bündnerschiefer am Rande des Adulamassives	281
7. Schams	282
8. Die Lagerungsverhältnisse des Bündnerschiefers im Averserthal	283

	Seite.
9. Der Bündnerschiefer im Wallis	284
(Profil der Muldenzone SO des Mont Blanc 285, verschiedene Kartirungen 286, Profil des Rhonethales bei Sitten 286, Sg und Sk auf Blatt XVIII 287.)	
10. Das Verhältniss der petrefaktenführenden sicheren Lias- und Unterjura- gesteine zum Bündnerschiefer	288
(Die gleichen Schichtenzüge 288, petrographische Uebergänge und gleiche Gesteine 289, unter der Safienbrücke 290, Jura und Bündnerschiefer an den Steilborden des Hinter- rheines von Reichenau bis Rothenbrunnen 290, Grundmoräne daselbst 290, anstehende Felsklippen 291, Profil am Vorsprung unter Bonaduz 291, Verrucano bei Plazes 292, unter der St. Georgskapelle 293, Jura südlich derselben 293, unter Schloss Rhäzüns 294, Quartenschiefer und Röthidolomit unter Nundraus 294, Resultate 294.)	
Schlussbetrachtung und Resultat (der Bündnerschiefer ist vorherrschend Lias) . . .	
295	
D. Die Leitfossilien des Bündnerschiefers	297
(Auffassung von Gümbel und Diener 297, Escher und Studer 1839 298, Theobald 298.)	
1. Belemniten	300
(Aufzählung von Fundstellen, Scopi, Ganna nera, Pizzo Corvo, Val di Campo, Lago retico, Val Camadra, Greinapass, Alp Motterasco, Canal 300, Alp Blengias 301, Val Seranastga, Salteltelücke, Safierberg-Weisshorn, Versam 302, Steilen Alp, Curaglia, Leiseralp etc., Annarosa-Alp 303, Bel. paxillosus, Bel. apicicorvatus, Bel. Oosteri 303.)	
2. Andere Petrefakten des Bündnerschiefers	304
(Profil Frunthorn-Lugnetzerthal 304, die Zweischaler im dortigen Marmor sind Gryphaea cymbium 305, dessgleichen bei Splügen, Cardinia vom Scopi 306, Pentacrinus tubercu- latus vom Scopi 306, Pentacrinus tuberculatus aus der Umgebung von Curaglia 307, Pentacrinitenbreccie von Val Rondadura 307, noch nie ein paläozoisches Petrefakt 308, der Prättigauerschiefer nicht Flysch 308, Diener und Noë im Irrthum 308, die Einheit des Bündnerschiefers 309.)	
E. Die entgegenstehenden Meinungen über den Bündnerschiefer	309
I. Gümbel	309
(Gümbels Begründung des hohen Alters: 1. durch Rutilnadelgehalt 309, 2. durch Kalk- gehalt 310, 3. durch Graphitoidgehalt 311, es handelt sich nicht um Contactmeta- morphose 312.)	
II. Diener	312
(Gibt keine Gründe für seine Annahmen 313, missdeutet völlig unser Simplonprofil 313, weitere kritische Bemerkungen zu Diener's Darstellung 314.)	
III. Bonney	316
(Bonney's Tendenz 316, seine Einschlüsse in der Rauchwacke sind nicht beweisend 317, Bonney über den Marmor von Andermatt 318.)	
F. Das Bündnerschiefergebirge	319
a. Die Bündnerschieferzone zwischen Gotthard- und Adulamassiv von Val Camadra bis in das obere Val Lugnetz	319
(I und II Nordrand 319, III grosse Bündnerschiefermulde: 1) Glatte, schwarze, kalkfreie Bündnerschiefer 319, 2) graphitschwarze, glänzende Knotenschiefer 320, 3) braun an- witternde kalkige und sandige Bündnerschiefer 320, 4) Dolomit 321, 5) Zone vielfach braun anwitternder vorherrschend dunkelgrauer Bündnerschiefer und Glimmerbündner- schiefer 322, 6) Unterzone des Piz Terri 323, 7) Marmorzone 324, 8) Glimmerbündner- schiefer 325, IV und V Südrand 326, allgemeine Thatsachen aus diesem Gebiete [Nr. 1 bis 5] 326.)	
b. Der Piz Aul	327
(Unabhängigkeit der Thal- und Gratbildung vom innern Bau 327, der Piz Aul eine rhom- bische Bergmasse 328, ein nach oben geöffneter Fächer 329, das Profil durch Val Seranastga über den Piz Aul bis Vals 329, I—II Nordrand, III Bündnerschiefer 330: Unterzone 1, 2, 3, 4, 5 330, Unterzone 6, 7 Profil der Marmorzone 331, Unter-	

	Seite.
zone 8 332, Profil vom Piz Aul nach Vals 333, IV—V Südrand 333, das Profil des Petersthales thalaufwärts notirt 333, Unterzone 1—3 333, Unterzone 4, 5 334, Unterzone 6, 7 335, Unterzone 8 336, deren grüne Schiefer und Marmore, Zusammenfassung über das Profil des Petersthales 337, Fächerbau und Muldenbau desselben 338.)	
c. Der Bündnerschiefer in der Gruppe des Bärenhorn	338
(Flache Schichtlage 338, Valserberg und Umgebung 339, das Tomül-Bärenhorngebiet 339, die Ausbreitung der grünen Schiefer daselbst 340, tabellarisches Profil im Bärenhorngebiete 341, Umgebung von Splügen 342, Safienthal 342.)	
Die Einheit des Bündnerschiefers	343
Neunter Abschnitt.	
Der nördliche Theil des Adulamassives	345
A. Abgrenzung, allgemeiner Charakter, Gegensatz zu andern Massiven	345
(Ausdehnung meines Untersuchungsgebietes 345.)	
1. Das Adulamassiv ein Ausläufer des Tessinermassives	345
(Das Tessinermassiv 346, seine Gliederung am Nordrande bei Campolungo 346, im Val Blenio 347, am S. Bernardino 347, am Splügenpasse 347, Zusammenstellung der Nordrandgliederung in 6 Muldenzüge und 6 Massivlappen (Massari, Campo tencca, Monte di Sobrio, Adula 348, Tambo, Suretta-Emet) 349, Abstützung am Nordende ohne Bruch 349, Faltung nicht wesentlich älter 349, jünger als Lias, die Gestalt des Adulamassives 350, Massivlappen alle gegen Westen überliegend 350, Zusammenhang im Süden 350.)	
2. Das Adulamassiv ein Gegensatz zum Aar- und Gotthardmassiv	351
(Gegensatz in den Gesteinen 351, in der Lagerung und mechanischen Gesteinsdeformation 352, in Einlagerung von Eruptivgesteinen 352, Fragen 353, Aehnlichkeit von Adulamassiv mit Simplonmassiv 353, keine Verwerfungen im Adulamassiv 353.)	
B. Die Gesteine des Adulamassives	354
1. Der Tiefengneiss	354
2. Die unteren Glimmerschiefer	355
3. Der Complex des Adulagneiss	355
(Dessen Ausbreitung, Mächtigkeit und Lagerung 355.)	
Die Gesteine des Adulagneiss-Complexes:	
a. Normaler Adulagneiss	356
b. Feinkörniger Glimmergneiss	357
c. Muscovitglimmerschiefer mit Granat	357
d. Amphibolite und Eklogite	357
e. Marmore und Dolomitmarmore	357
C. Die einzelnen Theile des Adulamassives	358
1. Westlich am S. Bernardinopass	358
2. Im Zapportgebiete	359
(Profil von Zapport nach Piz Valrhein 360, darüber liegende Gesteine 361, Vertheilung der Glimmerschiefer im Gneiss 361, Poncione della Freciona der Scheitel der Schale 361.)	
3. Am Kirchalhorn und Fanellahorn	361
(Profil am Kirchalhorn 362, Profil von Fanellahorn bis Zervreila 363, Zervreilerhorn 363.)	
4. Im Gebiete von Guraletsch und Ampervreila	364
5. Der Grat vom Piz Valrhein zum Torrone di Nava	365
6. Der Dolomitmarmor an der Fuorcla di Sorreda	366
7. Der gestaute Nordrand des Adulamassives	368
(Die Abbiegung am Nordrande 369, die mechanische Gesteinsumformung daselbst 369, Correctur zur Karte Blatt XIV 371, Bedeutung dieser Stelle 371.)	
8. Die Thäler im Adulamassiv	372
a) Längsthäler 372, b) Querthäler 372, c) Kämme 373, Unabhängigkeit der Thäler von dem innern Bau 373.	
9. Diener über das Adulamassiv	373

Zehnter Abschnitt.

Das Thalgebiet von Schams	377
(Uebersicht 377, Escher und Studer über das Schams 378, kein erklärender Abschluss 379.)	
A. Der Rofnagneiss (Rofnaporphyr)	380
(Ausbreitung 380, Westrand 380, Rheindurchschnitt 380, Ostrand 381, eingreifende Kalk-Mulden 381, petrographische Beschaffenheit 381, Untersuchung durch Herrn Bodmer-Beder 382, der Rofnagneiss ein veränderter Porphyr 383, kein Eruptivcontact 384, landschaftlicher Charakter 385, Erzgehalt 385.)	
B. Die Ostseite des Schams	385
(Der kalkige Complex 386, dessen besondere Einlagerungen: Gyps 386, Taspinit 387, die polygenen Conglomerate, ihre Abänderungen 388, ihre Uebergänge 389, schichtiger Wechsel von Marmor und Taspinit 390, wechselvolle Lagerung 390, Profil bei Alp Albin 391, vom Piz Curver über Alp Neza nach Piz la Tschera 391, von Alp Neza gegen Bavugls 392, vom Curver pintg über Taspin nach Gandus 392, Schlucht des Reischenbaches 393, Resultate 393, die Kalkbildung eine heteropische Facies der Bündnerschiefer 395.)	
C. Die Westseite des Schams	396
(Die Splügener Kalkberge auf Bündnerschiefer schwimmend 396, gefaltet 397, Weisshorn und Alperschellhorn 397, jurassische Gesteine im Steilenthal 398, Pizzas d'Annarosa 399, Piz Vizan und Umgebung 399.)	
D. Vergleich beider Thalseiten des Schams	401
(Beiderseits gleiche Erscheinungen 401, Unterschiede beider Thalseiten 402, die Wiederholungen röthidolomitischer Gesteinsfacies 403, Taspinitgerölle im untersten Röthidolomit, Alter des Taspinites 404, das Alter des Schamser Kalkgebirges 404, die mechanischen Verwicklungen 405, Resultat 406.)	
E. Das kleine Gneissmassiv der Burgruine unterhalb Dorf Splügen	406

Elfter Abschnitt.

Ueber die Gestaltung der Schuttbildungen und der Oberfläche	409
A. Reussgebiet	409
I. Muottathalgebiet	409
(Thallage 409, jetziges Muottadelta 409, altes höheres Muottadelta 410, Thalstufen und Stromschnellen 410, Karrenflächen 411, Quellen 411, Erratica 412, Felsbrüche 413, Wildbäche 414.)	
II. Das obere Reussgebiet	414
(Thalgrund unter dem Vierwaldstättersee, mit unterseeischen Moränen und parcellenweiser Schlammauffüllung 415, Erratica beiderseits des Urnersee 416, Gletscherschliffe bei Erstfeld 417, Riesenkessel beim Bristenlautunnel, Moränen und verlegter Reusslauf bei Inschi, Gletscherschliffe bei Wasen, Moränen im Felli- und Etlzlihal 417, Moränen im Maderanerthal 418, Hüfigletscher 418. Bergstürze im Gruonbachthal 1880, im Schächenthal 1887 etc., im Reusshauptthal 419, im Maderanergebiet 419.)	
B. Linthgebiet	419
(Geschlossene Wasserscheide 419, der Bergsturz von Elm 420 etc.)	
C. Rheingebiet	421
I. Das Vorderrheingebiet oberhalb Ilanz	421
(Thalgestaltung: Kein geschlossener Wasserscheidekamm 421, verlorene Stücke: Val Scaradra-Motterasco, Val Carasina etc. 421, Val Carasina ein Thaltorso 421, die alten Thalbodensysteme des Vorderrheingebietes 422, Thalbodensystem 1300—1500 m. 422, Thalbodensystem 1800—2000 m. 422, Thalbodensystem 2200—2400 m. 423, die Ablenkung von Val Meigels 423, die unregelmässigen Zwischenterrassen in Tavetsch 424, Medels 424, im Zusammenflussgebiet von Tavetscher- und Medelserrhein 424, Felsterrassen von Obersaxen und Brigels 425. Wildbäche: 425, der Drun bei Sedrun 425, Zwillingswildbäche Pardomat dado und dadens 425, Zafragiatobel 426, Wildbäche des Glennergebietes (Rieiner- und	

Duvinertobel) 426, Abrutschungen an den Dorfterrassen des Lugnetz 426, Quellen daselbst 427, Tendenz des Glenner 427, Urglenner und Ursafienrhein 427. Bergstürze: 428, unter der Carvera 428, Felsbruch rechts nahe dem Ausgang des Somvixertobels 428, andere kleine Felsbrüche 429. Erratica 429: Moränen am Ausgang der Tavetscherthäler 429, Moränen bei Dorf Somvix 430, linksrheinische und rechtsrheinische Erratica 430, Moränen auf Obersaxen 430, Rundhöcker und Gletscherschliffe 431.)	
II. Der alte Bergsturz von Flims	431
(Der grösste Bergsturzhaufe 431, unsere früheren Darstellungen desselben 432.)	
a. Der Flimser Schuttberg	432
(Hartung über den Flimser Schuttberg 432, seine vermeintlich anstehenden Klippen 433, Entgegenstehendes: 1) Uebergusslagerung auf Bündnerschiefer 434, 2) Trümmerunterlage der scheinbar anstehenden Klippen 434, 3) Gesteinsbeschaffenheit derselben 434, 4) unpassend zur Lagerung 435, 5) Gesteinsanordnung entspricht einmaligem Sturz 435, Hartung's Erklärung ist mechanisch unmöglich 435, einheitlicher Bergsturz auf einen Schlag 436, die Trümmerströme 436, der Flimsersturz ein Bergschlupf 437, Vergleich mit dem Felssturz von Elm und dem Uferinbruch von Zug 437, der Flimsersturz älter als jüngste Eiszeit 438, Quellen in der Flimsergegend 438.)	
b. Die Folgen des Flimser Schuttberges thalaufwärts	439
(Die Deltaterrassen bei Ilanz 439, höhere Felserosionsterrassen 440, tiefere Schutt-erosionsterrassen bei Seewis, Sagens, Planezzas, Ransun etc. 440, die Accumulations-terrasse bei Disentis 440, die Formen nicht durch die Gletscher verwischt 442.)	
c. Die Terrassenlandschaft am unteren Ende des Flimerschuttberges	442
(Die Terrassen tiefer als 650 m. in der Umgebung von Reichenau 442, die Grundmoränenterrasse Rhäzüns-Bonaduz von 654 bis 660 m. 443, die überragenden Hügel von Bonaduz, St. Georg, Cresta Bliema 444, die eingeschlossenen Felsklippen 444, die Oberfläche ist Erosion 444, abweichende Facies in der grossen Grundmoräne 445, Grundmoräne des Hinterrheines und des Vorderrheines 445, ihre Umarbeitung in den tieferen Terrassen 446, ihre Felsunterlage bei Tamins 446.)	
(Altersfolge: 1) der Flimsersturz älter als die Moränen 446, bewiesen a) an der Strasse zwischen Bonaduz und Versam, bei Digg, Lagizun etc. 447, b) nördlich Danisch, c) im untern Lavoytobel 448, d) bei Reichenau, e) nirgends Moräne unter Flimserbreccie 448. 2) Bergsturz ills Autz jünger als die Moränen begründet: a) Keine Erratica darüber 449, b) die Moränenterrasse ununterbrochen auf der Westseite, c) Gefälle der Moränenunterlagsterrasse, d) Moräne in der Tiefe zwischen ills Autz und Zumpfaus, e) der Hügel am Ausgang von Val Trips 450, f) der Kirchhügel von Tamins. Der Flimsersturz vormoränisch, der Sturz von ills Autz nach-moränisch 451, der Durchbruch des letzteren bei Vial 451, die Toma bei Ems 451.)	
Uebersicht über die Reihenfolge der Vorgänge in der Umgebung von Reichenau	452
III. Das Safienthal	453
(Das Seguinagebirge eine reine Erosionsgestalt 454, das Safienthal schmal 454, Zukunft des Safienthales 455, isoklinaler Charakter und Quellen 455.)	
IV. Das Gebiet des Hinterrheines	456
a. Ueberblick	456
(Thalstufen, Unabhängigkeit derselben vom Gestein 457.)	
b. Das Schamserthal	457
(Voll grosser Schuttkegel 458, dieselben in ihrer Ausbildung im Stillstand und neues Einschneiden des Rheines, Terrassenkies bei Lohn 459, Erratica des Schams 459, Quellen 460.)	
c. Die Via Mala-Schlucht	460
(Eine Erosionsschlucht 460, reich an Moränen 461, die Umgebung der oberen Via Mala-Brücke, das Rheinbett in Moräne 462, Felsterrassen, alte Erosionskessel,	

	Seite.
Gletscherschliff und Moräne unterhalb der unteren Via Mala-Brücke 463, die Gestalten der Schluchtwände, Gegensatz zur Rofna 463, die Erweiterung von Rongellen 463, das verlorne Loch 464, Einfluss der Gesteinsfestigkeit 464.)	
d. Das Gebiet von Domleschg-Heinzenberg und die Nolla	465
(Erratica am Heinzenberg und rückläufige Felsterrassen im Domleschg 465, Erratica im Schyn 466, Bündnerschiefer im Schyn 466, die Nolla 467, ihr Schlamm 467, Bewegungen und Wasserwirthschaft im Sammelgebiet 468.)	
e. Ein verlorenes Stück Hinterrheinthal (der Thaltorso von Kunkels).	469
(Westrhein und Ostrhein und ihre Ablenkungen 469, der alte Westrheinthalboden im Kunkels-Taminathal 470, Tabelle der Terrassenreste 470, neuerer Einschnitt der Tamina und ihrer Zuflüsse 471, Erratica 471, Thermen von Pfäfers 471, Querkessel von Gürsch 472, Blick von der Kunkelspasshöhe 472.)	
V. Das Rheinthal von Reichenau abwärts	472
(Das Rheinthal ist ein Gewölbelängsthal 472, war ursprünglich Muldenthal und ist durch Einschnitten in die Antiklinale gerathen 473, Erosionsterrassen im südlichen Bündnerschiefergebirge 473, am Calanda 473, Thälchen von St. Margrethen ein Rippenstück eines verlassenen Thalweges 474, jetziges Einschnitten der Rabiusa 474, Erratica bei Chur, Schüttkegel der Plessur 475, Bergstürze 475. Der Alluvionsboden Reichenau-Chur-Rheinthal 475, steht in Zusammenhang mit der Stauung der See'n 476, nachträglichen Einsinken des ganzen Alpenkörpers hat die Thäler rückläufig gemacht und See'n gebildet 477. Allgemeine Bedeutung des Vorganges 477, Vergleich mit den Eisstauschrammen gefrorener See'n 477, mechanische Erklärung des nachträglichen Einsinkens 478, Ausblick.)	
D. Vom Tessingebiet	479
Zwölfter Abschnitt.	
Einige Resultate über den geologischen Bau der Gebirge von Blatt XIV	481
A. Die Frage der vormiocänen Discordanztransgressionen und Dislocationen	481
B. Zeiten und Arten der Metamorphose	489
C. Unabhängigkeit der Stauung von der Thalbildung	493
D. Die Eruptivgesteine	495
I. Centralmassivische Eruptivgesteine (älter als Carbon)	495
A. Eruptivgesteine der Protoginzonen	495
1. Im Aarmassiv	496
2. Im Gotthardmassiv	497
B. Eruptivgesteine der Zonen der Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite	497
1. Im Aarmassiv	497
2. Im Gotthardmassiv	498
3. Im Massiv des Piz d'Emet	498
II. Eruptivgesteine jünger als die Centralmassivgesteine (carbonisch und postpaläozoisch)	499
A. Eruptivgesteine der Carbonperiode	499
B. Mesozoische, eventuell tertiäre Eruptivgesteine	499
C. Tertiäre Eruptivgesteine	502
Zusammenfassung	503

Correcturen

zu der

Karte Blatt XIV in 1:100,000 und zu den Profiltafeln (Tafel I und II).

* Im Juragebiet des *Bisuthales* ist bei *Rohbützli* der Malmkalk durchbrochen, und es erscheint unten bei den Hütten der Dogger anstehend. Irrthümlicher Weise ist diese Stelle, die mittelblau bezeichnet sein sollte, weiss gelassen worden.

* Im *Bisithal* unweit ob der Brücke von *Feldmoos* erscheint am Grunde des Lias noch etwas Quartenschiefer und Röthidolomit entblösst. Derselbe ist in der Karte anzudeuten vergessen worden.

* Oestlich unter dem *Bützistöckli* ist eine tiefe, von Norden eindringende Bucht und ein Loch in der Verrucanodecke ausgewittert, so dass dort die Kalkformationen des verkehrten Mittelschenkels (Röthidolomit und Lochseitenkalk) entblösst sind. Die Ueberschüttung mit Verrucanotrümmern hat mich dies früher übersehen lassen, so dass dieses Detail in der Karte nicht angedeutet ist. Das *Bützistöckli* hängt nur noch etwa auf einem Fünftheil seines Umfanges durch eine Verrucanobrücke gegen SO mit der grossen Kärpfplatte zusammen.

* Im Grunde des *Panixerthales*, unfern des Dorfes *Panix*, ist die Grenze von Verrucano an die Kalkformationen etwa 400 m. zu weit südlich eingetragen und die Formationsgrenzen von da hinauf gegen *Crap Surscheins* sind etwas verschoben.

* Westlich unter dem *Stockgron am Tödi* ist in der Karte ein unterer abgetrennter Muldenkern von Dogger eingetragen. Derselbe ist irrthümlich. Es findet sich dort nur Röthidolomit in Silicatschiefern eingeklemmt. (Vgl. Text, Abschnitt V, und Tafel V, Fig. 1.)

* Der Gipfel der *Kleinen Windgälle* hat irrthümlicher Weise die Bezeichnung Porphyrschiefer erhalten. Dort ist der Porphyr nochmals ungequetscht, völlig massig als ächter schöner Felsitporphyr ausgebildet.

* Am Westrande unseres Kartenblattes bei *Schwandenegg*, westlich von *Inschli*, sollte noch in schmalem Streifen etwas Verrucano eingetragen sein als Einlagerung in den Sericitgneissen und als streichende Fortsetzung der Jurakalkmulde von *Fernigen* im *Mayenthale*.

* Unterhalb Dorf *Somvix* ist ein Chloritschiefer, der zur Zone der sericitischen Schiefer zu zählen ist, irrthümlich den grünen Bündnerschiefern gleich als Sv statt Sc eingetragen worden. Er ist dort begleitet von etwas Dioritschiefer, der die Fortsetzung desjenigen von *Val Rusein* Ausgang zu sein scheint. Auf der Karte ist dieser Dioritschiefer unterhalb Dorf *Somvix* nicht eingetragen.

* Der Zellendolomitzug *Peiden-Oberkastels* hat sich mir durch spätere Untersuchung in einigen frischen Schluchtanrissen als zusammenhängend bis *Silgin* erkennen lassen, vielleicht setzt er sogar ohne Unterbruch bis *Jusepp* fort. Er ist also viel länger, als in der Karte angegeben.

* Am *Scopi* zwischen *Scheggia* und *Sta. Maria* ist in dünnen Schichten der Röthidolomit zwischen dem überlagernden Protogin und dem Bündnerschiefer vorhanden, auf Karte XIV und Profil Nr. 2 aber leider nicht eingetragen, weil er früher von Schutt bedeckt war und erst seither durch eine Schuttabrutschung sichtbar geworden ist.

* Zwischen *Frunthorn* und *Piz Aul* ist die Grenze zwischen Adulagneiss und Bündnerschiefer etwa 3 mm. = 300 m. zu weit südlich angegeben. Der südliche, dort als Röthidolomit bezeichnete Dolomitmarmor gehört dem Gneisse an, der nördlichere aber ist ächter Röthidolomit und bezeichnet zugleich die Grenze von Adulagneiss und Bündnerschiefer. Im Adulagneiss am *Dachbergabhäng* finden sich 5 bis 7 einzelne concordante Dolomitmarmorbänke eingelagert — ähnlich wie südlich am Weissgräthli — sie sind in Karte und Profil leider nicht angedeutet.

* Auf der Karte ist rechts des Hinterrheines unterhalb *Pignieu* in Schams an der Strasse Röthidolomit angegeben. Die Ausbeute desselben als Brennkalk hat bessere Aufschlüsse ergeben, so dass jetzt festgestellt ist, dass dieser Röthidolomit nur eine Gruppe enormer Blöcke, kein anstehender Fels ist.

* In den Umgebungen von *Reichenau* ist die Karte 1:100,000 in ihren geologischen Eintragungen sehr unvollkommen. Fig. 1, Taf. VII soll hierfür in vollkommenerer Weise Ersatz bieten.

* Die Eintragung der Moränen ist sehr unvollständig. Ueber die in Blatt XIV fehlenden Moränen im Gebiete von *Rhäsüns-Bonaduz* gibt Taf. VII, Fig. 1 und 2, näheren Aufschluss. Bedeutende Moränen, die im Blatt XIV einzutragen vergessen worden sind, liegen im *Domleschg* bei *Realta*, *Scharans*, in der *Via Mala* bei *Rongellen* beiderseits des Rheines.

Correcturen für die Profile Tafel I und II.

* In Profil Nr. 15 sollten im Gelb des Röthidolomit rothe Punkte eingetragen sein, indem hier das Gestein kein Gyps, sondern ächter dichter Röthidolomit ist.

* In Profil 2 in der nördlichen Aarmassivgneisszone südlich des *Piz Aul* und südlich des dort angegebenen Amphibolites sollte in den oberen Theilen (*Cuolm de Vi*) die Schieferung sich in nördliches Einfallen wenden. Auch die Grenze zwischen Gneiss und Sericitgesteinen des Tavetscher Muldenzuges sollte in jenem Profil etwas nördlich einfallen, statt fast genau senkrecht zu stehen.



Literatur-Verzeichniss

für das

Gebiet von Blatt XIV der schweiz. geolog. Karte in 1:100,000.

Abkürzungen. **S. Denkschr.** = Denkschriften der allgem. schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften. — **N. S. Denkschr.** = Neue Denkschriften derselben. — **N. J.** = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. — **Verh. sch. Ges.** = Verhandlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. — **Jb. n. Ges. Gr.** = Jahresbericht der naturforschenden Gesellschaft Graubündens. — **B. S. g. Fr.** = Bulletin de la Société géologique de France. — **Z. d. g. G.** = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. — **J. S. A. C.** = Jahrbuch des schweizerischen Alpenclubs. — **Bge.** = Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.

Die Citationen im Text werden stets durch die hier beigesetzten Nummern in () gegeben.

- 1806 1. **C. Escher.** Geognostische Uebersicht der Alpen in Helvetien.
2. **C. Escher.** 1) Profilreise von Zürich bis an den Gotthard (1795).
2) Profilreise vom Fusse der Gotthardstrasse bis in's Ursererthal (1797),
(in *C. U. v. Salis* und *J. R. Steinmüller*: *Alpina*. Bd. I und II).
- 1809 3. **L. v. Buch.** Reise über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glarus und Chiavenna.
(Magazin der naturforschenden Freunde von Berlin III, 2, p. 102, und *C. Leonhard*,
Taschenbuch für Mineralogie. Jahrg. IV, p. 247.)
4. **C. Escher.** Korrespondenz. — Geognostische Beschreibung des Linththales. (*C. Leonhard*,
Taschenb. f. Min. Bd. III, p. 339.)
- 1812 5. **C. Escher.** Ueber geognost. Verhältnisse der Linththäler. (*C. Leonhard*, Taschenb.
für Min. Jahrg. VI, p. 369.)
- 1828 6. **Dr. Lusser.** Das Uebergangsgebilde im untern Reussthale (mit 1 Taf.) (*C. Leonhard*,
Zeitschr. f. Min. 1. Bd., p. 7.)
- 1829 7. **Dr. Lusser.** Geognostische Erforschung des Alpen-Durchschnittes vom St. Gotthard
bis Arth am Zugersee. (*S. Denkschr.* I, 1, p. 144—172. Taf. VII und VIII.)
8. **A. Rengger.** Ueber den Umfang der Juraformation, ihre Verbreitung in den Alpen
und ihr Verhältniss zum Tertiärgebirge etc. (*S. Denkschr.* I, 1, p. 173—238.
Taf. IX.)
- 1833 9. **Ch. Lardy.** Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard. (*S. Denkschr.* I,
2, p. 200—280, mit 1 Karte und 1 Profiltafel.)

- 1833—1843 10. **L. Agassiz.** Recherches sur les poissons fossiles. T. I—V. Neuchâtel. Petitpierre.
- 1834 11. **L. Agassiz.** Ueber das Alter der Glarner Schiefer-Formation, nach ihren Fischresten. (N. J. 1834, p. 311.)
- 1836 12. **B. Studer.** Ueber das geolog. Alter der Kalkalpen v. Uri. (N. J., p. 328—338.)
13. **J. C. Escher v. d. Linth.** Beiträge zur Gebirgskunde der Schweiz. (Aus hinterlassenen Schriften mitgetheilt von *A. Escher* in *Fräbel & Heer*: Mittheil. aus dem Gebiete d. theoret. Erdkunde I, p. 171 ff., und p. 537 ff.)
- 1839 14. **A. Escher u. B. Studer.** Geolog. Beschreibung v. Mittelbünden. Mit 2 Karten und 3 Tafeln Profile. (N. S. Denkschr. Bd. III, p. 1—218.)
15. **H. v. Meyer.** Ein Vogel im Kreideschiefer des Kts. Glarus. (N. J., p. 683.)
- 1841 16. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber die geolog. Karte des Kts. Glarus. (Verh. sch. Ges.)
- 1842 17. **Dr. Lusser.** Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. (N. S. Denkschr., Bd. VI.)
- 1846 18. **A. Escher v. d. Linth.** Gebirgskunde des Kts. Glarus. (Gemälde der Schweiz. Kt. Glarus von Osw. Heer und J. Blumer-Heer.)
19. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber Punteljes-Granit. (Verh. schw. Ges., p. 46.)
- 1847 20. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber die Thermalquellen von Pfäfers. (Mitth. d. Zürch. naturf. Ges.)
- 1849 21. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber geradlinig in die Länge gezogene Belemniten von der Windgälle. (Verh. schw. Ges., p. 154.)
- 1850 22. **R. J. Murchison.** Ueber den Gebirgsbau der Alpen, Apenninen und Karpathen. Bearbeitet von G. Leonhard. Stuttgart. J. B. Müller.
- 1851—1853 23. **B. Studer.** Geologie der Schweiz. Bd. I und II. Bern und Zürich.
- 1854—1855 24. **G. Theobald.** Der Calanda. (Jb. n. Ges. Gr. Neue Folge. 1. Jahrg., p. 7.)
- 1855 25. **B. Studer.** Alpengranit und Gneiss. Graue Schiefer. Grüne Schiefer. (N. J., p. 180.)
- 1855—1856 26. **G. Theobald.** Nachträgliches über den Calanda (mit 1 Taf.). (Jb. n. Ges. Gr. II. Jahrg., p. 52.)
- 1856 27. **B. Studer.** Observations dans les Alpes centrales. (B. S. g. Fr. II. sér., t. XIV, p. 287.)
- 1858—1859 28. **G. Theobald.** Zur Kenntniss der Bündner-Schiefer (mit 1 Taf.). (Ib. n. Ges. Gr. V. Jahrg., p. 23.)
- 1859 29. **G. v. Rath.** Beitrag zur Kenntniss der fossilen Fische des Plattenberges im Kanton Glarus. (Z. d. g. G. XI, p. 108, Taf. III—V.)
- 1860 30. **G. v. Rath.** Maderanerthal und Thalschaft. (Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellschaft f. Naturk. z. Bonn. 7. Sept.)
- 1861 31. **G. v. Rath.** Geognost. Schilderung des Mittelrheinthales. (Sitzungsber. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. Bonn, p. 48—50.)

- 1862 32. **G. v. Rath.** Geognostisch-mineralog. Beobachtungen im Quellgebiete des Rheins (mit 4 Tafeln). (Z. d. g. G. Bd. XIV, p. 369—532.)
33. **H. Tröger.** Ueber die Lagerung des Sernfconglomerates. (In *G. v. Rath* [cit. 37], p. 520.)
34. **G. Theobald.** Naturbilder aus den rhätischen Alpen. — Ein Führer durch Graubünden. — 2. Aufl., mit 48 Ansichten und 4 Kärtchen. Chur.
35. **G. Theobald.** Geologisches über die Bäder von Peiden. (In Dr. *Rascher*, Mineralquellen von Peiden. Chur.)
36. **R. Th. Simler.** Petrogenese des Verrucano in Glarus. Dissertation.
- 1863 37. **J. Bachmann.** Ueber die Juraformation im Kanton Glarus. (Mittheil. d. naturf. Gesellsch. in Bern.)
- 1864 38. **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der in den Blättern X und XV des eidgen. Atlases enth. Gebirge von Graubünden. (Bge. Lief. II.)
39. **Omboni.** Relazione sulle condizioni geologiche di Splügen, Septimer e Lukmanier. (Atti della Soc. ital. di sc. nat. Mailand.)
- 1866 40. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber die Geologie des Kts. Glarus und namentlich über die verwickelten Verhältnisse des Panixerpasses. (Verh. sch. Ges., p. 71.)
41. **Alb. Müller.** Ueber die krystallinischen Gesteine der Umgebungen des Maderanertales. (Verh. d. naturf. Ges. in Basel. IV, No. 2, p. 355—397.)
42. **G. Theobald.** Das Medelser Gebirg. (J. S. A. C., III.)
- 1866—1867 43. **G. Theobald.** Geologische Uebersicht der rhätischen Alpen. (J. S. A. C., p. 412.)
- 1867 44. **Alb. Müller.** Weitere Beobachtungen über die krystallinischen Gesteine des Maderaner-, Etzli- und Fellithales. (Verh. d. naturf. Ges. in Basel, IV, No. 3, p. 559—591.)
45. **Alb. Müller.** a) Die Eisensteine des jurassischen Kalkgebirges am Fuss der Windgälle. (Verh. d. naturf. Ges. in Basel. Bd. IV, pag. 575.) b) Ueber die Eisensteinlager am Fuss der Windgälle. (Ibid. p. 762.)
46. **A. Escher v. d. Linth.** Ueber den Tödi. (Verh. schw. Ges., p. 71.)
47. **B. Studer u. A. Escher.** Carte géologique de la Suisse. 2^e Edition par J. Bachmann, 1:380,000, mit Erläuterungen von *B. Studer*.
48. **G. Theobald.** Geologisches über die Gegend von Rothenbrunnen. (In Dr. *Killias*, Mineralquelle v. Rothenbrunnen. Chur.)
- 1867—1868 49. **G. Theobald.** Der Brigelser-Stock (mit 1 Tafel). (Jb. n. Ges. Gr., XIII, p. 112.)
50. **R. Th. Simler.** Vorläuf. Notiz über den Helvetan, eine besondere Mineralspecies. (Jb. n. Ges. Gr. XIII, p. 3.)
- 1868 51. **A. Escher v. d. Linth.** Profil der Schichten zwischen dem Pragelpass und Iberg. (Verh. sch. Ges., p. 61.)
- 1868—1869 52. **G. Theobald.** Nachträgliches zum Brigelser Gebirge. (Jb. n. Ges. Gr., XIV, p. 145.)

- 1868—1869 53. **G. Theobald.** Der Kistenpass und seine Umgebung (mit 1 Profil). (Jb. n. Ges. Gr., XIV, p. 109.)
- 1869 54. **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der Gegend von Ragaz und Pfäfers. (Dr. Kaiser, Thermen von Ragaz-Pfäfers.)
55. **L. Rütimeyer.** Ueber Thal- und Seebildung. (Basel. C. Schultze.)
56. **Alb. Müller.** Ueber die Umgebungen des Crispalt. (Verh. d. naturf. Ges. zu Basel. V, 2, p. 194—247.)
- 1871 57. **A. Heim.** Notizen aus den geologischen Untersuchungen für Blatt XIV der eidg. Karte (mit 1 Tafel). (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. XVI, 3, p. 243.)
58. **A. Heim.** Blick auf die Geschichte der Alpen. 1 Tafel. (Verh. sch. n. Ges.)
- 1871—1872 59. **A. Heim.** Geologische Uebersicht der Windgällen-Tödi-Gruppe (mit 1 geol. Tafel). (J. S. A. C., VII, p. 385.)
- 1872 60. **E. v. Mojsisowics.** Beiträge zur Altersbestimmung einiger Schiefer- und Kalkformationen der östlichen Schweizeralpen. (Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt. No. 13, p. 264.)
61. **A. Heim.** Lagerungsverhältnisse zwischen krystallinischen Schiefern und Sediment. (Verh. schw. Ges., p. 88.)
62. **F. Giordano.** Esame geologico della catena alpina del S. Gottardo. (Memorie del Reg. Comit. geol. II. Firenze.)
63. **B. Studer.** Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. (Bern. Dalp.)
64. **C. Mösch.** Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. Zürich. 4°.
65. **B. Studer.** Gneiss und Granit der Alpen (mit 1 Tafel). (Z. d. g. G. 24, p. 551.)
66. **F. J. Kaufmann.** Gebirge der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug, enthalten auf Blatt VIII des eidg. Atlases. (Bge. Lfg. XI.)
- 1872—1873 67. **L. Rütimeyer.** Das Rheinwaldgebirge. (J. S. A. C., p. 539.)
- 1873 68. **A. Baltzer.** Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Zürich. Cäsar Schmidt.
69. **Ed. v. Mojsisowics.** II. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon (Vorarlberg), (mit einer geolog. Uebersichtskarte und einer Profiltafel). (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XXIII, p. 137.)
70. **Ed. v. Mojsisowics.** Ueber die Grenze zwischen Ost- und Westalpen. — Ein kurzer Rückblick in die geol. Geschichte der Alpen. — Mit einer geologischen Uebersichtskarte. (Zeitschr. d. deutschen Alpenvereins. Bd. IV, p. 8—18.)
71. **K. v. Fritsch.** Das Gotthardgebirge, mit einer geolog. Karte und 4 Tafeln. (Bge. Lfg. XV.)
- 1874 72. **Hébert.** Age relatif des calcaires à Terebr. Moravica et du Diphyakalk etc. — 2. Superposition dans les Alpes d. l. Suisse orientale du Diphyakalk aux calc. à Terebr. Moravica (avec coupes géologiques). (B. S. g. Fr. 3^e sér., II, p. 188.)
- 1875 73. **Alb. Müller.** Die Granite des Fellithales. (Verh. d. naturf. Ges. in Basel, VI, 2. Heft.)

- 1876 74. **A. Baltzer.** Beiträge zur Geognosie der Schweizeralpen. 1. Ein Beitrag zur Kenntniss der Glarnerschlinge (mit 1 Holzschnitt und 1 Tafel). (N. J., p. 118.)
75. **W. L. Umlauf.** Beiträge zur Kenntniss der Thonschiefer. (Dissertation.)
- 1876—1877 76. **A. Heim.** Itinerarium für das Excursionsgebiet des S. A. C. — Tödi-Sardona-Kärpf-Gruppe. (J. S. A. C., XII, p. 277.)
- 1877 77. **Ch. Lory.** Les caractères différentiels du Permien et du Trias dans les Alpes et dans les autres régions. (B. S. g. Fr. 5^e sér., t. V, p. 761.)
78. **F. J. Kaufmann.** Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstockes bei Stans. (Bge. Lfg. XIV, Abth. III.)
- 1878 79. **A. Heim.** Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. 2 Bde. u. 1 Atlas. (Basel. Benno Schwabe.)
80. **A. Heim.** Ueber die Entstehung der Centralmassive. (Verh. sch. Ges., p. 215.)
81. **C. W. Gümbel.** Phyllit- oder Sericitgneiss. (N. J., p. 383.)
82. **F. M. Stapff.** Materialien für das Gotthardprofil. — Schichtenbau des Urserenthales (mit 2 Tafeln). (Verh. sch. Ges., p. 227.)
- 1878—1879 83. **A. Heim.** Ueber die Erosion im Gebiete der Reuss (mit Karte und Profiltafel). (J. S. A. C. XIV, p. 371.)
- 1879 84. **M. Vacek.** Ueber Vorarlberger Kreide. (Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. Bd. XXIV. Heft 4, p. 659—758. Taf. 18, 19, 19a.)
85. **Fr. Rolle.** Mikropetrographische Beiträge aus den rhätischen Alpen. Wiesbaden.
86. **U. Stutz.** Die Contorta-Zone aus der Urschweiz und Terebr. diphyia von der Axenstrasse. (N. J., p. 363.)
- 1880 87. **Chr. Brügger.** Beiträge zur Naturechronik Graubündens (fortlaufend in vielen Jahrgängen des Jb. n. Ges. Gr.).
88. **F. M. Stapff.** Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baues (1873—1880) aufgenommen. Massstab: 1:25,000. Bern. K. J. Wyss.
89. **C. W. Gümbel.** Röthikalk. (Verh. k. k. geolog. Reichsanst. No. 15, p. 276.)
90. **A. Heim.** Zum Mechanismus der Gebirgsbildung. (Z. d. g. G.)
91. **A. Heim.** Ueber die Glarner Doppelfalte. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. No. 10.)
92. **M. Vacek.** Erwiderung auf die Mittheilung des Hrn. Prof. A. Heim in No. 10 der Verhandlungen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 11.)
93. **M. Vacek.** Neocomstudie. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XXX, Heft 3, p. 439—542.)
94. **A. Bodmer.** Terrassen und Thalstufen in der Schweiz; ein Beitrag zur Erklärung der Thalbildung. — Inauguraldissertation. — Zürich, bei Zürcher und Furrer.
95. **A. Rothpletz.** Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. (Abhdl. d. schweiz. paläont. Ges. Vol. VI.)
96. **Fr. Pfaff.** Einige Beobachtungen über den Lochseitenkalk. (Z. d. g. G., p. 541.)

- 1880 97. **Fr. Pfaff.** Petrographische Untersuchungen über die eocänen Thonschiefer der Glarner-Alpen. (Sitzungsbericht der k. bayr. Ak. d. Wissensch. — Math.-phys. Kl. 4^o, p. 461—489.)
98. **A. Baltzer.** Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland (mit Atlas). (Bge. Lfg. XX.)
- 1881 99. **J. Hardmeyer-Jenny.** Der Bergsturz von Elm im Glarnerlande mit der Trauerrede bei der Todtenfeier, von Frid. Leuzinger. Bei Orell Füssli & Comp.
100. **Ernst Buss u. A. Heim.** Denkschrift über den Bergsturz von Elm, den 11. Sept. 1881 (mit zahlreichen Abbildungen und Karten). Zürich. Wurster & Comp.
101. **A. Heim.** Beobachtungen von der Gotthardlinie. (Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich. XXV, p. 419.)
102. **Meyer.** Die Mineralquelle Tenniger-Bad. (Jb. n. Ges. Gr. XXV. S. 113.)
103. **M. Vacek.** Ueber die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte. (Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. No. 3.)
104. **A. Heim.** Ueber die Glarner Doppelfalte. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 11.)
105. **Fr. Rolle.** Das südwestliche Graubünden und das nordöstliche Tessin, enthalten auf Blatt XIX des eidg. Atlas. (Bge. Lfg. XXIII.)
106. **C. Möschi.** Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus u. Schwyz. (Bge. Lfg. XIV, Abth. III.)
107. **A. Heim.** Die schweizerischen Erdbeben von 1879—1880. (Das Graubündnerbeben vom 7. Januar 1880, mit einer Karte.) Bern, bei Haller.
108. **A. Rothpletz.** Der Bergsturz von Elm. (Tafel XXI.) (Z. d. g. G. 33, p. 540.)
- 1882 109. **A. Rothpletz.** Nachtrag zu dem Aufsatz „der Bergsturz von Elm“. (Z. d. g. G. 34, p. 430.)
110. **A. Heim.** Ueber Bergstürze (mit einer Tafel). Verl. v. Wurster & Comp. Neu-jahrsblatt der zürch. naturf. Gesellschaft.
111. **Ch. Lory.** Le double pli des Alpes de Glaris. (B. S. g. Fr., 3^e sér., t. XI, p. 14.)
112. **A. Heim.** L'Eboulement d'Elm. (Archives d. scienc. phys. et nat. 3^e pér., t. VII, p. 52.) Genève. Jan. 1882.
113. **A. Heim.** Der Bergsturz von Elm (mit 1 Tafel). (Z. d. g. G., p. 74.)
114. **A. Heim.** Ueber den Bergsturz v. Elm. (Z. d. g. G., p. 435.)
115. **A. Heim.** Die Glarner Doppelfalte. (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. XXVII, p. 180.)
116. **A. Heim.** Der alte Bergsturz von Flims. (J. S. A. C. XVIII, p. 295.)
117. **R. Gemböck.** Die Schiefergebirge Graubündens. (Natur. Neue Folge VIII, p. 20. Halle a. d. S.)
118. **Ed. v. Fellenberg.** Referat über die Jahresversammlung der schweiz. naturf. Gesellsch. in Linththal etc. (Mitth. d. naturf. Ges. zu Bern. II. Heft, p. 3.)
119. **A. Baltzer.** Communication sur le grès de Taveyannaz, compte rendu de la Société helvétique des sciences naturelles réunie à Linthal. 1882. P. 20.

- 1883** 120. **V. Gilliéron.** Procès-verbal de la section de géologie les 10, 11 et 12 août. (Excurs. Axenstrasse, Windgälle.) (Verh. sch. Ges., p. 66, et Archives des scienc. phys. et nat. Genève.)
121. **E. Zweifel.** Bericht des Centralhilfscomité über den Bergsturz von Elm. Glarus, bei Schmid.
122. **A. Rothpletz.** Zum Gebirgsbau der Alpen, beiderseits des Rheins (mit Tafel VI und VII). (Z. d. g. G. Bd. 35, p. 134.)
123. **A. Heim.** Relief des Bergsturzes von Elm. Auf Grundlage eigener Vermessungen in 1:4000 dargestellt. Commissionsverlag von Wurster & Comp., Zürich. (1 Exemplar ausgestellt in den geolog. Sammlungen des Polytechnikums in Zürich, eines im Museum in Glarus.)
124. **V. Gilliéron.** Erwiderung zu A. Rothpletz: Zum Gebirgsbau der Alpen etc. (Z. d. g. G. 35, p. 387.)
125. **O. Heer.** Die Urwelt der Schweiz. 2. Aufl. (Alpiner Jura, p. 176. — Glarner Schieferbrüche, p. 244.)
126. **U. Stutz.** Geologische Beschreibung der Axenstrasse (mit 2 Tafeln). (N. J. Beilage Band II, p. 440.)
127. **K. Bertschinger.** Ueber den Connex der Lamberti-cordatus-Schichten mit den angrenzenden Formationsgliedern. Inauguraldissertation. Zürich.
- 1884** 128. **J. G. Amstein.** Die Mollusken Graubündens (auch Löss-Mollusken). (Jb. n. G. Gr.)
129. **Joh. Hundhausen.** Vortrag über die Gebirgsformen in den Alpen, gehalten am 31. März 1884 in Hamm, Westphalen.
130. **E. Bertrand.** Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord (mit einer Tafel). (B. S. g. Fr., 3^e sér., t. XII, p. 318.)
131. **M. Vacek.** Beitrag zur Kenntniss der Glarneralpen (mit einer Profiltafel). (Jahrb. d. k. k. Reichsanst., Bd. 34, Heft II.)
132. **G. Hartung.** Der alte Bergsturz von Flims (mit einer Karte). (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd. XIX, p. 161.)
133. **F. M. Stapff.** Geolog. Uebersichtskarte der Gotthardstrecke. 10 Blätter 1:50,000. (Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn. Eigenthum des Verfassers.)
- 1886** 134. **T. G. Bonney.** The anniversary of the president: Metamorphic rocks. The Alps. (The Quarterly Journal of the geol. soc. of London. XLII. — Proceedings of the geol. soc. of London. Sess. 1885—1886, p. 66.)
135. **C. Schmidt.** Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. (Mit 1 Karte 1:50,000 und 1 Profiltafel.) I. Theil. Der Porphyr der Windgällen. (N. J. Beilage Band IV, p. 288.)
136. **C. Schmidt.** Ueber die Mineralien des Eisenoolithes an der Windgälle im Kt. Uri. (Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XI, p. 597.)
137. **C. Schmidt.** Communications pétrographiques sur le NO des Grisons. (Compte rendu Soc. géol. Suisse. 5^e Réun. ann. en août 1886 à Genève.)

- 1886** 138. **E. A. Wülfing.** Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneissen des Rheinwaldhorn-Massivs, Graubünden. (Bericht der deutschen chem. Ges. Jahrgang XIX. Heft 13, p. 2433.)
139. **A. Wettstein.** Ueber die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers (7 Tafeln). (Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. Vol. XIII.)
140. **A. Heim.** Notizen über Wirkungen des Blitzschlages auf Gesteine. (J. S. A. C. XXI, S. 342, unser Gebiet betreffend S. 355.)
- 1887** 141. **C. Schmidt.** Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizeralpen. II. Melaphyre der Käpfstockgruppe. (N. J., Bd. I, p. 58.)
142. **A. Heim.** Gutachten über die ob Altdorf möglichen Berg- und Felsabsturzgefahren (mit 1 Tafel). Altdorf, Verlag des Gemeinderathes.
143. **Chr. Walkmeister.** Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Graubünden. (Jahresber. st. gall. naturw. Ges.)
- 1888** 144. **C. Schmidt.** Ueber den sogen. Taveyannazsandstein. (N. J., Bd. II, p. 80.)
145. **Margerie und Heim.** Die Dislocationen der Erdrinde. Zürich, bei Wurster & Comp.
146. **U. Grubenmann.** Ueber die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. (Mittheilungen der thurg. naturf. Ges. Heft VIII.)
147. **C. W. Gümbel.** Geologisches aus dem Engadin. (Jb. n. Ges. Gr.)
148. **A. Baltzer.** Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassives, enthalten auf Blatt XIII. (Bge. Lfg. XXIV.)
149. **C. Diener.** Geolog. Studien im südwestlichen Graubünden (mit 3 Fig. im Text und 4 Tafeln). (Sitzungsber. der kais. Ak. d. Wissensch., math.-naturw. Classe, Abth. I. Bd. XCVII.)
- 1889** 150. **C. Schmidt.** Zur Geologie der Schweizeralpen (mit 1 Tafel). Basel, bei Benno Schwabe.
151. **Kirchhoff.** Länderkunde von Europa, I, 4, S. 342 und folgende: Der geolog. Bau der Schweiz von *A. Heim* (besonders geol. Karte des Vierwaldstätterseegebietes).
- 1890** 152. **U. Grubenmann.** Zur Kenntniss der Gotthard-Granite. (Verhdlg. der thurg. naturf. Ges. 1890. Heft IX.)
153. **E. Bosshardt.** Das Goldbergwerk „zur goldenen Sonne“ am Calanda (J. S. A. C. 1889—1890.)
154. **A. Heim.** Geologisches Gutachten zum Projekt K. Moser der Splügenbahn. Zürich, bei Zürcher & Furrer.
155. **T. G. Bonney.** „On the cristalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps.“ (Quarterly Journal of the geol. soc. Mai 1890.)
156. **A. Heim u. C. Schmidt.** Bericht über die Excursion der schweizerischen geolog. Gesellschaft im Gebiet der Bündnerschiefer (Graubünden und Tessin). 20. bis 26. August 1890. (Eclogae geol. helv., Mittheilungen der schweiz. geolog. Ges., II, No. 2. Dez. 1890.)
157. **A. Penck.** Die Excursion der deutschen geolog. Ges. in die Glarner Doppelfalte. (Eclogae geol. helv., II. Bd. No. 2. S. 172—176.)

Nachträge.

158. **C. Culmann.** Die Wildbäche der Schweiz. Bericht an den schweiz. Bundesrath. Zürich. Zürcher & Furrer. 1864.
159. **A. Heim.** Klönsee u. Blegisee. (J. S. A. C. XIX, 1884.)
160. **P. Plattner.** Geschichte des Bergbaues der östl. Schweiz. Chur 1878.
161. **Röeder u. Tscharnner,** Der Kanton Graubünden. 1838.
162. **E. Geinitz.** Die 37. allgemeine Versammlung der deutschen geolog. Ges. 1890. Leopoldina, 1891. XXVII, No. 3—4.

Anmerkung. Im folgenden Text sind zum Zwecke des leichteren Auffindens stets die Namen von Localitäten, Forschern, Petrefacten *cursiv* (liegende Schrift), die der inhaltlichen Bedeutung nach besonders hervorzuhebenden Worte und Sätze hingegen gesperrt gedruckt.

Erster Abschnitt.

Die nicht-centralmassivischen Sedimentgesteine auf dem Gebiete von Blatt XIV.

Die gesammte Stratigraphie dieses Gebietes vollständig beschreibend darzustellen, liegt nicht in meiner Absicht. Es würde das vielfach nur Wiederholung schon publicirter Arbeiten von Anderen wie von mir selbst sein. Namentlich habe ich hier zu verweisen auf meine Darstellungen in Band I des Mechanismus der Gebirgsbildung (79), die ich hier nicht wiederholen, sondern nur ergänzen will. Die dort gegebene Beschreibung der Eocäugebilde trifft zu für das gesammte Eocäugebiet von Blatt XIV. Das Kreidesystem ist im Muottathalgebiete in gleicher Weise entwickelt, wie in den östlichen Schweizeralpen überhaupt. Die Kreide des Sentisgebirges, der Churfürsten, des Sihlthal- oder Vierwaldstätterseegebietes ist von Anderen, besonders von *Escher* und *Kaufmann*, eingehend beschrieben worden, und jene Beschreibungen treffen auch zu für unser Gebiet. Aufgaben, wie etwa die Feststellung der Verschiebungen in der Vertheilung gewisser Arten, gewisser Muschelbänke etc., habe ich allerdings ausser Acht gelassen. Mein Zweck war, in diesem grossen Gebirgsgebiete die Dislocationsgestalten der Erdrinde so weit als möglich klar zu legen. Auf die Jurabildungen im Blatt XIV nördlich des Vorderrheines passt völlig die von mir in (79) Band I gegebene Beschreibung. Südlich des Vorderrheines kommt der Bündnerschiefer dazu, über welchen ich eingehend in einem besonderen Abschnitt eintreten werde. Für die fraglich triasischen und die paläozoischen Gebilde habe ich nur die früher gegebenen Darstellungen etwas zu erweitern. Ferner werden Einzelheiten und Specialprofile in den

bezüglichen tektonischen Abschnitten mitgetheilt. Hier handelt es sich nur um eine Uebersicht der Stratigraphie. Ich beginne in der Schichtreihe von unten.

Wenn ich in der Folge sehr oft kurzweg Sedimentgesteine und krystallinische Schiefer einander gegenüberstelle, liegt darin eine für unser Gebiet ganz passende sprachliche Gewohnheit, nicht eine Theorie. Thatsächlich nach ihrem Auftreten in unserem Gebiete stehen die Sedimente, beginnend mit dem Verrucano und von da an in der Schichtreihe aufwärts, fast immer in einem Gegensatz zu den Centralmassivgesteinen. Diese letzteren sind fast immer krystallinisch-schiefrige Silicatgesteine. Ein Theil davon sind gewiss ältere Sedimente, ein Theil vielleicht erste Erstarrungskruste oder Eruptivgesteine. Wenn ich aber kurzweg von den Sedimentgesteinen auf dem Gebiete von Blatt XIV spreche, so meine ich damit die als solche durch Lagerung oder Petrefacten im Alter bestimmbaren Sedimente vom Verrucano an aufwärts, ohne desshalb den älteren, hier centralmassivischen Gesteinen sedimentären Ursprung absprechen zu wollen. Meine Sprachweise involvirt in dieser Beziehung keine Theorie.

Im vorliegenden Abschnitte handelt es sich denn auch blos um die nicht-centralmassivischen Sedimente, oder kurzweg „Sedimente“, wie es unserem Gebiete entspricht. Die Centralmassivgesteine werden wir jeweilen zusammen mit ihrer Lagerung bei der Darstellung der Centralmassive besprechen.

A. Verrucano und Anthracitformation.

Der Verrucano, wie er im Gebiet der Tödi-Windgällen-Gruppe und der Glarner Doppelfalte auftritt, ist beschrieben in (79) Band I, Seite 41—52 und 130—133. Als Ganzes ist er ein klastisches quarzreiches Gestein, in welchem thonschiefrige und conglomeratistische Facies vielfach wechseln. Die conglomeratistischen Abänderungen herrschen im nordöstlichen Theile vor, wo der Verrucano schliesslich am Südabhang des Walensee dauernd nördlich unter die Sedimente sich verbirgt. Gegen Süden und Westen sind die conglomeratistischen Gebilde spärlicher, die grauackentartigen Sandsteine und die thonschiefrigen vorherrschend. Dass ausser manchen Melaphyrlagergängen (141)

auch viel altvulkanisches Aschen- und Verwitterungsmaterial darin enthalten ist, scheint zweifellos. Ebenso dass mechanische Deformationen, die sich in Clivage, Linearstreckung etc. aussprechen, in ausgedehntem Masse das ursprüngliche Gestein verändert haben. Sericitreiche Abänderungen werden in den deformirten Regionen häufig. Im *Val Zafragia* wird sogar stellenweise ein reiner Sericitschiefer aus dem Verrucano. Aber auch heute noch fehlt die durchgreifende mikropetrographische Untersuchung dieses Gebildes, die schon mehrmals von dafür geeigneten jungen Forschern begonnen, aber bisher stets wieder fallen gelassen worden ist. Es ist freilich keine kleine Arbeit.

Innerhalb der grossen Verrucanomassen beiderseits des Rheinthales von *Trons* bis *Ilanz* und vom Rheine bis auf die Terrasse von *Obersaxen* oder bis über *Waltensburg* und *Brigels* hinauf ist die Schichtung oder Schieferung oft unklar und verworren, manchmal auf kurze Strecken wechselnd, im grossen Ganzen aber wie das Thal streichend und 20—25° nach SSO abfallend. Manche der localen Unregelmässigkeiten scheinen in ursprünglich unregelmässiger Ablagerung nach Art der Sandsteine und Conglomerate — der Deltabildungen — begründet zu sein. Im *Zafragiatobel*, an den Gehängen des *Crap St. Gion*, *Alp Quader*, bei *Schlans* etc., stellen sich die thonschiefrigen Abänderungen häufig ein.

Einen wesentlichen Fortschritt verdankt unsere Kenntniss der Anthracit-schiefer dem glücklichen Fund von *A. Rothpletz* im Herbst 1879. Er traf auf der Bifertenalp am Nordabhang des Tödi in Menge und in guter Erhaltung 21 Species von Mittelcarbonpflanzen, und zwar fast durchweg die gleichen, wie sie *Heer* in dem Walliser- und Waadtländer-Carbon gefunden hat. *Rothpletz* hat seinen Fund beschrieben und zum Theil bildlich dargestellt (95). Für nur theilweise zutreffend hingegen halte ich seine an gleicher Stelle versuchte Klarlegung der Petrographie und der Lagerungsverhältnisse. Die Sache ist leider weniger einfach.

Seither habe ich auf einer Excursion mit meinen Schülern eine ganze Anzahl von guten Stücken der von *Rothpletz* aufgeführten Arten am Vorderbifertengrätli, und ausserdem einige Stücke einer *Sigillaria* sp. ? gefunden. Prof. *Schmidt* brachte ebenfalls solche mit. Ein erratischer Block, der in *Schwanden* 1884 zersprengt wurde, bestand nach Mittheilung von Hrn. *J. J. Schiesser* in Lin-

thal aus schwarzem Schiefer mit Anthracitstreifen und deutlich erhaltenen Abdrücken von *Annularia*, *Spheniophyllum*, *Neuropteris* und *Odontopteris*.

Die Anthracitschiefer und Sandsteine oder anthracitischen Arkosen sind bisher gefunden an folgenden Localitäten des Blattes XIV:

Vorderbifertengrätli, mit Schichtchen von Anthracit (*Conrad Escher v. d. Linth* 1807);

Bifertenalp und Oelplanken, mit Anthracitlagen (*Arn. Escher* 1830—1850);

Schneerunse hinter dem Hinterbifertengrätli am Tödi (*Heim* 1885). Auch hier ölgrüne, durchscheinende Flecken von talk- und serpentinähnlicher Substanz als Versteinerungsmittel unbestimmbarer Pflanzenreste;

Klein Tödi, Stockgron bis Stock Pintga (*Theobald* 1868);

Hintergrund von Val Gliems, an der „Kehle“ gegen Puntaiglas, mit Clivage und mit unkenntlichen Pflanzenresten in Talk erhalten (*Heim* 1869);

Grosse Windgälle, Südseite am Furkeli und ob der oberen *Eisengrube* unter Porphyr (*Heim* 1871);

Südseite der kleinen Windgälle, unter Porphyr (*Schmidt* 1884);

Gebiet der *Wildmaad in der Kärpfgruppe*, schwarze anthracitische Schiefer im Verrucano (*Escher, Heim*);

Bristenstock Nordabhang, mit Anthracitlagen (*Arn. Escher* 184?) (detailirtes Profil in (79) I, Seite 49);

Alp, Nadils, südlich Trons (*Heim* 1882);

Carvera bis unter Curaglia im Val Medels durch bis gegen *Alp Pazzola* (*Heim* 1879). Hier treffen wir auf einen Complex von schwarzen, rostig anwitternden Thonschiefern mit Arkosen und braunen kalkreichen Bänken von im Ganzen an der Carvera wohl 30 m. Mächtigkeit.

Ueberall liegen sie über Gneiss und unter den Gesteinen der Röthidolomitgruppe. Oft finden wir verrucanoartige Gesteine, besonders Arkosen, Quarzitconglomerate darüber, oft besonders gneissähnliche schiefrige Abänderungen darunter, oft liegen die Anthracitgesteine ganz in Verrucano eingebettet. Vielfach werden sie begleitet von weissen felsitischen und muscovitführenden Schiefen in einzelnen Streifen, welche vielleicht gequetschte Felsitporphyre sind. Am Nordrande des Bündnerschiefer-Muldenzuges der Carvera treffen wir bei überkippter Lagerung unter Röthidolomit etwas oberen Verrucano — oft

sehr wenig — dann die Anthracitschiefer in wechselnden Lagen von silberhell oder hellgrün seidenglänzenden, oft Magnetit oder Pyrit in kleinen Körnchen enthaltenden und schwarzen kohligen Schiefern mit Arkosen und Quarziten. Diese hellen Schiefer erwiesen sich durch die Untersuchung von Prof. *Schmidt* als Ottrelitschiefer. Sie erscheinen in vielen Profilen, so z. B. besonders in der Medelserschlucht nahe unter *Curaglia* an der Strasse (petrographische Untersuchung dieses Profiles in Abschnitt IV, Anhang E), an der Carvera (Profil in Abschnitt VIII, C, 1 e), westlich ob dem *Tenigerbad* im Val Somvix und an der Alp *Nadils* (Abschnitt VIII C, 1 e. Mikropetrographische Untersuchung dieser Gesteine im Profil bei *Curaglia*, Abschnitt IV, Anhang E).

Während meistens eine untere Grenze des Verrucano gegen die Sericitgneisse und Gneisse nicht scharf angegeben werden kann, beobachtet man hingegen fast durchweg südlich des Vorderrheines, dass der Verrucano in seinen oberen Schichten völlig den Charakter von Sernifitconglomerat annimmt. Man kann auch allerlei Uebergänge von sericitischem oder talkigem Quarzit in gequetschte Conglomerate mit röthlichen Quarz- und Feldspathbrocken beobachten. Von *Ilanz* durch *Obersaxen*, von da südlich über die *Lumbrainer Alp* und in das *Val Cavel* oder *Val Miedra* und die *Ramosaalp* hinein bis unter den Gipfel des *Piz Tgietschen* und ebenso am Nordrande des Gotthardmassives von *Alp Nadils* über die *Carvera* bis in's *Medelserthal* werden stets diese obersten Verrucanoschichten von typischen Sernifitconglomeraten gebildet. Am Westende des *Greinathales* und am *Piz Tgietschen* (Profil 5) ist er noch vertreten durch ein wenige Meter mächtiges Paket von weissen Quarzitbänken, an anderen Stellen der gleichen Region berühren sich Gneiss und Röthidolomit direct und concordant. Weiter südlich hört der Verrucano fast ganz auf, so dass am *Scopi*, an der *Greina*, am Nordrande des *Adulamassives* stets der Röthidolomit unvermittelt den Glimmerschiefern oder Gneissen parallel aufliegt.

Im *Zafragiatobel*, an der *Alp Nadils* und der *Carvera* werden die Sernifitconglomerate, die hier noch 5—30 m. mächtig sind, begleitet von kirschrothen und violetten ächten Sernifitschiefern, wie sie nördlich so häufig vorkommen und z. B. am Walensee und bei Mels als Bausteine ausgebeutet werden.

Hier aber ist noch eine andere Erscheinung zu beachten. Schwarze und grüne, hie und da in Arkosen übergehende Thonschiefer, begleitet von feinen

weissen, seidenglänzenden Schiefern, welche alle durchaus den Habitus der Carbonschiefer des *Bifertengrätli*, der *Windgällen* und des *Bristenstock* haben und als Carbon anzusehen sind, trennen den oberen sernifitischen Verrucano vom unteren gneissartigen Verrucano. Wir kommen hier zu dem gleichen Schlusse wie früher (79 Band I, Seite 47), dass der Anthracitschiefer, sagen wir die Carbonbildung im Verrucano liegt. Wir können uns auch so ausdrücken: der obere Verrucano von vorherrschend thonschiefriger und sernifitisch-conglomeratischer Ausbildung ist oberstes Carbon, der hier viel mächtigere gneissartige untere Verrucano, der nach unten dann gegen den Sericitgneiss nicht scharf abgetrennt werden kann, entspricht den unteren Theilen der Carbonbildung. Ob wir nun noch weiter gehen dürfen und sagen: Nördlich des Vorderrheines herrschen im Allgemeinen die oberen Verrucano-bildungen vor, in der Zone des Vorderrheinthaies von *Tavetsch* bis *Ilanz* hingegen nach der Mächtigkeit der untere Verrucano, ist fraglich. Denn da eben die Localitäten sehr spärlich sind, wo die Anthracitschiefer eingelagert sind, bleibt eine Unsicherheit darüber bestehen, inwieweit die petrographischen Unterschiede des oberen und unteren Verrucano an der *Bifertenalp* und auf *Nadils* und *Carvera* mit dem Altersunterschied zugleich durchgehen.

Wir können sagen: Der Verrucano ist der Vertreter des carbonischen Schichtensystemes im weiteren Sinne des Wortes (Perm eingeschlossen). Hier und da stellen sich in demselben die Anthracitschiefer ein. Er ist im nordöstlichen Viertel unseres Blattes XIV durchweg sehr mächtig entwickelt. Am allergewaltigsten in sernifitischen Varietäten vom *Walensee* bis *Sernfthal*, in den gneissähnlichen, vielleicht älteren Varietäten an den Rheinthalgehängen von *Trons* bis *Ilanz*. Oestlich des Meridianes, der durch den *Tödi* geht, hört der ächte wie die jüngeren Sedimente gelagerte Verrucano bis auf einige Quarzitlager in der Sohle des Röthidolomites fast ganz auf — oder er ist, falls noch vorhanden, grösstentheils centralmassivisch eingefaltet und in den Sericitgneiss derart übergegangen, dass eine Abtrennung nicht mehr möglich ist. Da erscheint dann dieser Verrucano als ein Theil der sericitischen Zone des Centralmassives (Thalzone von *Tavetsch*, *Urserengneisse*, Zone des *Maderanerthaies*, Verbindung mit den entsprechenden paläozoischen Gesteinen bei *Guttannen* im *Haslithal* etc.??). Am Südrande des *Gotthardmassives* und am

Rande des *Adulamassives*, sowie zwischen denselben und in denselben fehlen gewöhnlich sericitische Gesteine, welche man als Aequivalente des älteren, geschweige des jüngeren Verrucano auffassen könnte. Da war Verrucano niemals vorhanden, oder nur hie und da durch einige Quarzitschichten in der Sohle des Röthidolomites vertreten.

In der Südostecke unseres Blattes endlich erscheint wieder ein ziemlich stark krystallinisches Gebilde von bedeutender Mächtigkeit, der „Rofnagneiss“, den *Rolle* als Aequivalent des Verrucano auffasst. Ich selbst schloss mich Anfangs dieser Auffassung an — immerhin mit dem Vorbehalte, dass dieses Gebilde auch noch älter als der Verrucano der anderen Theile unseres Blattes sein könnte. Seither aber hat Prof. *Schmidt* durch die mikroskopische Untersuchung des „Rofnagneiss“ die Beweise erbracht, dass derselbe ein durch mechanische Deformation veränderter Felsitporphyr sei. Was ich meinerseits hierzu sagen kann, ist nur das: Die oft fast massige Ausbildung und Klüftung des Rofnagneisses im *Surettagebiete*, sowie die oft undeutliche und verworren wechselnde Schieferung desselben haben mir die Frage schon oft nahe gelegt, ob man es hier nicht doch mit einem Eruptivgestein zu thun habe. Was mich abgehalten hat, diese Gedanken näher zu prüfen, das waren stets die oft so rundlichen Umrisse der Quarz- und Feldspathkörner. *Studer* schon erwähnt in seinem „Index“ aus der Rofnaschlucht „Uebergänge von Roflagneiss in Roflaporphyr“.

Die Abtrennung des *Sc* (der Sericit-Phyllite und Gneisse) vom *Vgn* (Verrucano gneissartig, übergehend in *Sc*) in der Karte ist selbstverständlich eine ganz unscharfe. Wäre ich nicht an die gegebene Farbenscala gebunden gewesen, so hätte ich die Farbtöne der Karte für *Sc* und *Vgn* einander viel näher gestellt, oder die beiden nur durch Farbzeichen im gleichen Grundton unterschieden. Ich habe z. B. den *Vgn* des *Bristenstockes*, der die Anthracit-schiefer begleitet, welchen ich in der Karte der Tödi-Windgällen-Gruppe 1878 auszuscheiden versucht hatte, jetzt im Blatt XIV wieder mit *Sc* zusammengezogen, ohne für das Eine oder Andere heute Gründe geben zu können.

Im unteren Theil von *Val Miedra* bei *Lumbrèin* soll einstmals Gold im Verrucano gefunden worden sein. Spuren alter Gruben sind noch vorhanden.

B. Die Röthigruppe (Röthidolomit).

Dieses so auffallende Glied der stratigraphischen Reihe geht durch unser ganzes Blatt hindurch. Stets ist er in den compacten Abänderungen inwendig hellgrau und wittert leuchtend weissgelb oder rothgelb staubig an. Vom Berner-oberland, ja von den Westalpen bis über den Rhein, vom Walensee bis in's Tessin behält er seinen Charakter. Aber so wenig, als ich früher im engeren Gebiet der Tödi-Windgällen-Gruppe eine Andeutung eines Petrefactes erblicken konnte, so wenig fand ich solche im weiteren Gebiete unseres Blatt XIV.

Nach unten, in den sogen. Sockelschichten, zeigt durchweg häufig der Röthidolomit durch quarzitishe Einlagerungen seine enge Verknüpfung mit dem Verrucano an. In den oberen Theilen des Verrucano erscheinen nicht selten röthidolomitische Linsen als Vorläufer des Röthidolomites, auch violette, grüne und weisse feinschiefrige Varietäten des Verrucano, die mit Quartenschiefer verwechselt werden könnten, treten gelegentlich in der Basis des Röthidolomites auf (bei *Tamins-Lavoytobel*, bei *Curaglia* etc.). Die Hauptmasse des Röthidolomites ist entweder der feste dichte Dolomit oder es ist Zellendolomit-Rauhacke (Corgnion). Hie und da treten Gypslager im Röthidolomit auf (*Weissmeilen*, *Neukirch-Obersaxen*). Nach oben finden wir einen Uebergang in grüne, rothe oder violette Thonschiefer, den Quartenschiefer. Derselbe vollzieht sich an vielen Stellen (z. B. Südseite der *Tödi-gruppe* am *Piz Urlaun* etc.) in Gestalt eines wohl hundertfachen Wechsels ganz dünner Dolomitlagen mit Schieferlagen, in welchen enge Staufen vorzüglich schön ausgebildet sein können (*Piz Urlaun*, Taf. VI, Fig. 1, *Carvera* etc. etc.). Nicht selten treffen wir im Dach des Röthidolomites Breccien desselben mit Quartenschiefer als Bindemittel (*Brigelsrhörner*, *Gliemsgletscher*, *Klausenpass* etc.). Ob wir es hier mit Oberflächenbreccien oder mit innerer Zertrümmerung und Verknetung zu thun haben, bleibt unentschieden. Das Letztere ist wahrscheinlicher.

Die Mächtigkeit der Röthigruppe, oder sagen wir einfach des Röthidolomites, wechselt gewöhnlich von wenigen Metern bis zu 200 m., ausnahmsweise setzt derselbe einmal ganz aus, oder ausnahmsweise erlangt er — vielleicht durch Wiederholung durch Falten, auch 500 bis 600 m. (*Pizzo Columbo* — *Piora*).

Compacter Röthidolomit und Zellendolomit oder Rauhwanke wechseln stets ab — bald sind sie in einzelnen Schichten oder Schichtpaketen wechsel-lagernd an ein und derselben Stelle vorhanden, bald lösen sie sich bei hori-zontalem Fortschreiten ab. Es ist ein und dieselbe Bildung, die sich in der Karte nicht trennen lässt, und die wohl in ihrer Entstehung sehr geringe Differenzen aufweist. Es mag nur die feinere Art der Vertheilung der Dolomit- und der Calcitsubstanz gewesen sein, welche im einen Falle das ganze Gestein von aussen gleichmässig durch die Atmosphärrillen angreifbar macht, im anderen hingegen eine zellige Auslaugung begünstigt.

Im Allgemeinen sind die Zellen-Dolomite oder Rauhwancken in den süd-licheren Theilen unseres Gebietes, die compacten Röthidolomite hingegen in den nördlicheren vorherrschend. Indessen an Ausnahmen fehlt es nicht (Zellen-dolomit an der *Meerenalp-Mürtschenstock* etc.). Die Zellendolomite werden oft von Dolomitreccien begleitet.

Ausnahmsweise enthält die Röthigruppe auch intensiv zinnoberrothe oder graue ganz grobkörnige krystallinische Kalksteine und Dolomite in einzelnen Bänken, so am *Sandgrat* und bei *Platenga* in *Obersaxen*, oder er geht in aschgraue, splittrig adrige Kalke und Dolomite über (bei *Tamins* in den unteren Bänken, z. Th. auch in der *Kehle* südlich des Piz Urlaun).

Nur in den Zonen, welche überhaupt starken Stauungsmetamorphismus zeigen, wird der compacte Röthidolomit durch den zuckerkörnigen, oft schnee-weissen oder blass gelblichen, immer aber staubig anwitternden Dolomit-marmor vertreten, während der Zellendolomit dort in ähnlicher Weise wie in anderen Strichen erscheint. Dies deutet darauf hin, dass die zellige Aus-laugung zum Theil jünger als die Gebirgsstauung ist. Solche Beispiele habe ich constatirt in der *Ramosaalp* im Lugnetz bis gegen den *Piz Tgietschen* (Greinagebiet) und am *Greinapass*, wo schneeweisser zuckerkörniger Dolomit, dichter Dolomit und Zellendolomit zusammen in mehrfachen Wechsell und Ablösungen auftreten. Der Röthidolomit von *Obersaxen* gegen die *Lum-breinalp* besteht grösstentheils aus Zellendolomit (Rauhwanke), enthält indessen in den oberen Schichten oder zwischengelagert auch dichten Röthidolomit. Bei *Lum-brein* herrscht der Zellendolomit vor. Derselbe ist hier von sehr bedeutender Mächtigkeit, stark zellig, gelbroth, bildet einen weithin leuchtenden Farben-

contrast zu dem aufliegenden völlig schwarzen Bündnerschiefer, auf welchem das Dorf *Lumbrein* steht. Hie und da finden sich hier graue Kalksteinstöcke im rothgelben Zellendolomit eingebacken. Die ungleiche Mächtigkeit der Röthigruppe erweist keine deutliche gesetzmässige Anordnung. Wir finden in allen Theilen des Gebietes Stellen, wo er über 100 m. anschwillt, und zugleich solche, wo er nur wenige Meter stark entwickelt ist.

Der normale dichte Röthidolomit wird in den südlichsten Theilen spärlicher, er wird mehr und mehr ersetzt durch zuckerkörnigen Dolomit und Marmor (*Val Camadra*, *Valserberg*, südlich *Splügen*, *Ausser-Ferrera*). Die Art seiner Verknüpfung mit Zellendolomit und seine Stellung zwischen Gneiss oder Verrucano und den Sedimenten lassen ihn immer noch deutlich als das Aequivalent des Röthidolomites erkennen. Hier wird die Röthigruppe stellenweise zusehends mächtiger und geht über in die Basis der Schichtencomplexe, die gegen Süden *Rolle* und gegen Osten *Theobald* als die alpine Trias beschreiben.

Fast überall zieht unsere Röthigruppe durch als Hülle der Centralmassive oder als Grenzscheide zwischen den paläozoischen und den secundären Gesteinen.

Die Röthidolomitzonen lassen oft Mineralquellen entspringen. So gehören ihr auf unserem Gebiete an die Mineralquellen von *Tenigerbad*, *Vals*, zuoberst in *Val Camadra* am *Greinaausgang*, *Peiden*, *St. Bernardino*, vielleicht auch *Pignieu-Andeer* und einige andere.

Das Dach des Röthidolomites, der Quartenschiefer, zeigt sich viel ungleichartiger noch ausgebildet, als der Röthidolomit. In der *Tödi*gruppe ist er als rother und violetter weicher Thonschiefer fast immer vorhanden, aber wenig mächtig. Bei *Trins* bildet er hell seidenglänzende, holzfarbene, leicht zerstörbare Lagen, die von seidenglänzenden weissen, grünen und violetten Schiefern begleitet werden; hie und da wird er feinschiefrig quarzitisch. Er erscheint bei *Ilanz* und ist auf *Obersaxen* ganz besonders stark entwickelt. (Näheres im Abschnitt VIII, C, 1 b). Hier wie im Berneroberrland (bei *Gadmen* nach *Baltzer*) wird er zu einem Wetzschiefer. An der *Carvera* liegen über dem Röthidolomit erst violette Quartenschiefer, dann weisse und grüne quarzitische Schiefer. Weiter südlich fehlt er meistens oder tritt nur in geringer

Ausdehnung auf, wie z. B. zwischen *Piz Cavel* und *Piz de Vrin*. Ebenso fehlt er an den *Windgällen*. Was ihn in den inneren Theilen der Alpen stets auch ohne die Lagerungsverhältnisse vom Verrucano unterscheidet, ist der Umstand, dass er niemals in feldspathhaltige, gneissähnliche, körnige Gesteine übergeht. Er bleibt stets ein glatter Thonschiefer, der höchstens sericitisch wird.

Auf jüngere Wiederholungen der Röthifacies treten wir im Abschnitt über die Bündnerschiefer und das Gebiet von *Schams* ein.

C. Das Jurasystem.

1. Der Lias.

Der Lias ist durch unser Gebiet sehr ungleichförmig entwickelt. Er bildet Mergelschiefer, Thonschiefer, thonige Sandsteine und rostfleckige Quarzitsandsteine voll *Belemniten*, *Cardinien*, *Pecten* etc. an den Südhängen des *Walensee*. In ähnlicher Weise und bedeutender Mächtigkeit treffen wir ihn im Gebiet des oberen *Bisithales*, an der Südseite des *Glärnisch* unter *Oberblegialp*, *Bösbüchialp*, Nordseite des *Urnerboden*, *Klausenpasses* und *Schüchen-thales*. Im Lias des *Bisithales* findet sich sehr viel Quarzsandstein mit kalkigem, seltener kieseligem Bindemittel und vielen kleinen Rostflecken oder Rostpunkten. Dieses Gestein enthält in Menge *Belemniten* und entspricht vollständig genau dem *Belemniten*sandstein aus dem Lias des *Walenseegebietes*. Die hohen Wände unter *Feldmoos* und *Milchbühl* im *Bisithal*, über welche die junge *Muotta* in herrlichen Wasserfällen stürzt, sind z. B. ganz aus solchen Gesteinen gebildet. Stellenweise geht der Sandstein durch quarziges Bindemittel in einen Quarzit über.

In der Kette *Windgällen-Tödi-Calanda* aber ist der Lias viel schwächer ausgebildet. Meistens ist von ihm zwischen Röthidolomit und dem Eisensandstein des *Dogger* nichts weiter vorhanden, als ein oder wenige Meter glimmeriger welligknotiger Thonschiefer, von dem niemals entschieden werden kann, ob es ächter Lias oder *Opalinusschiefer* ist. Ich verweise auf (79), um so mehr, als in der ganzen gewaltigen Kette vom *Reussthal* bis nach dem *Calanda* die Verhältnisse in dieser Beziehung sehr gleichförmig sind.

Einzig in der Gegend von *Trins* und an der „*goldenen Sonne*“ am Calanda wird der Lias wieder stärker und petrographisch etwas wechselvoller.

Dem Lias am Südabfall des *Calanda* gehören jene Quarz-Kalkspath-Adern an, in welchen vom reinsten Golde ausgebeutet worden ist. Der Schwefelkies des Liasgesteines ist nicht goldhaltig. Der Goldgehalt ergab sich auf circa $\frac{15}{1000000}$ des gebrochenen Ganggesteines. Das Bergwerk „zur goldenen Sonne“ ist wieder verlassen (Näheres in [153]).

Nachdem die mächtige Entwicklung des Lias, wie wir sie im nördlichen Striche unseres Kartenblattes finden, ganz aussetzt im Gebirgszug von der Windgälle bis an den Calanda, ist es umf so auffallender, dass der Lias nun südlich des Vorderrheines plötzlich so mächtig und gewaltig als Bündnerschiefer wieder erscheint. Die gleiche Anordnung finden wir auch weiter westlich. Auch dort ist der Lias in einer nördlichen Zone der Kalkalpen (z. B. zwischen Thunersee und Grindelwaldthal) sehr stark entwickelt, in einer südlicheren Zone hingegen, der Contactzone mit dem Centralmassiv, so schwach wie bei uns in der Windgällen-Tödi-Gruppe und hinaus bis in die Umgebung von Vättis. Auch dort erscheinen am Südrande des Finsteraarmassives im Wallis wieder mächtige unterjurassische Aequivalente des Bündnerschiefers.

Dies scheint anzudeuten, dass die Liasbildungen nördlich und südlich sich stark entwickeln konnten, während aber dazwischen, auffallenderweise der jetzigen Faltenzone des Finsteraarmassivs und der Südfalte der Glarner Doppelfalte in Lage entsprechend und wie diese von W S W nach O N O streichend, die Ablagerungen nur unbedeutend waren — vielleicht indem hier ein sanfter Rücken sich hinzog. Dabei ist zu bedenken, dass derselbe zur Liaszeit, also vor der Faltung, wenigstens doppelt bis dreimal so breit gewesen ist, als heute die schwache Liaszone zwischen der kräftigen nördlichen Entwicklung und dem Bündnerschiefer. Wenn wir uns die Gebirgsfalten wieder ausgeglättet denken, erhalten wir viel grössere Distanzen in der Richtung SO—NW, und mancher Facieswechsel, der jetzt fast unbegreiflich schroff erscheint, hat dann Zwischenraum genug, sich zu vollziehen. Es kann wohl kaum Zufall sein, dass die Facies Bündnerschiefer nach Norden ziemlich einheitlich an einer jetzt gewaltigen Gebirgskette, die dem Südrande des Finsteraarmassives und seinen

Verlängerungen entspricht, endigt. Dies ist die Linie vom *Rhätikon-Calanda-Vorderrhein-Oberrhonethal* bis in's *untere Rhonethal*.

Dafür aber, dass etwa die an Lias arme Gebirgskette zur Liaszeit noch Festland gewesen sei, fehlt jede Andeutung. Der unterliegende Röthidolomit geht einheitlich durch wie nördlich und südlich, und der darüber folgende Dogger ist viel gleichmässiger ausgebildet, als der Lias. Es macht eher den Eindruck, als wäre die liasarme Kette nach der Carbonzeit nur etwas langsamer in grössere Meerestiefe abgesunken, als die beidseitigen Flächen.

Ueber den Bündnerschiefer selbst verweise ich auf den bezüglichen Abschnitt.

2. Der Dogger.

Der Dogger ist nördlich des Vorderrheines fast durchweg in gleicher Weise als Eisensandstein (Schichten des *Am. Murchinsonae*), Echinodermenbreccie (*Pentacriniten*, Schichten des *Am. Sowerbii*) und Eisenoolith (gesamelter oberer Dogger, reich an Petrefacten) ausgebildet, wie ich dies von dem Tödi-Windgällen-Gebiete beschrieben habe. Eisensandstein und Echinodermenbreccie können von je blos 1 m. bis zu 100 oder gar 200 m. anschwellen, während hingegen der merkwürdige dunkelroth und grün geflamme Eisenoolith unbeirrt in einer erstaunlichen Gleichförmigkeit mit blos $\frac{1}{3}$ bis 3 m. Mächtigkeit durch das ganze Gebiet sich erstreckt. Auch an Orten wie im *Braunälpele*, wo er blos $\frac{1}{3}$ m. mächtig ist, ist er petrographisch und paläontologisch stets gleich ausgezeichnet entwickelt. Stets, wo seine Eisenlinsen flach gequetscht sind, enthält er zahllose Magnetitkryställchen, auch Pyrit, Otreolith etc. ausgeschieden (*Windgälle, Staffelalpen, Hüfälppli, Tödi, Brigelserhörner*, unter *Bonaduz* am Hinterrhein etc. etc.). In einer von der Kleinen Windgälle gegen Westen herunterkommenden Runse fand ich einen Block Eisenoolith mit bis 2 cm. grossen Oolithen. Sonst sind sie stets nur 1 bis 2 mm. im Durchmesser. Der alpine Eisenoolith ist für den Forscher in den schweizerischen Central- und Ost-Kalkalpen der schönste, schärfste Horizont — petrographisch gleich ausgezeichnet, wie reich an Petrefacten. In letzterer Beziehung sei nur hingewiesen auf die bezüglichen Verzeichnisse von *Bachmann* und *Mösch* und auf unsere Sammlungen im eidgen. Polytechnikum.

Die von mir an der *Windgälle* gefundenen, und (79, I, Seite 64 und 65) beschriebenen Bänke von *Rhynchonella varians* habe ich an anderen Orten seither nur undeutlich und spärlich gefunden. Obere und untere Grenze des Eisenoolithes gegen Schiltkalk und Echinodermenbreccie sind in der Regel haarscharf.

3. Der Malm.

Die Grenze des Malm gegen den Dogger ist auf dem ganzen Gebiete nördlich des Vorderrheines bis an den Walensee hinaus eine völlig haarscharfe, durch keine Uebergänge vermittelte, aber die Schichten der Malmbasis liegen ausnahmslos concordant dem Eisenoolithe auf. Der Malm beginnt stets mit grauen oder auffallend gelb und grau gefleckten Kalkschiefern (*Oxford*, *Schiltkalk*, *Birmensdorferschichten*). Diese Schiltkalke sind petrographisch schon sehr leicht kenntlich, selbst wenn sie stark deformirt werden, wobei sie dann gemischt aus gelben und grauen Stengeln oder Griffeln gebildet erscheinen. Die Flecken rühren von undeutlichen Petrefacten, grösstentheils von Schwämmen her. Der Schiltkalk ist 5 bis zu 30 m. mächtig. Hie und da, besonders nach oben, seltener nach unten, geht er in graue schillernde Kalkschiefer und in stark deformirten Gebieten in Marmorschiefer über (*Ostwand des Selbsanft*, *Hinterspitzälplistock* etc.).

Darüber folgt der Hochgebirgskalk. Er ist bald dicht splittrig und schwarz, bald salinisch marmorisirt, lichtgrau und dünnplattig, und zwar das erstere, wo er mechanisch weniger, das letztere, wo er stärker beansprucht worden ist. So, wie wir ihn schon früher in der Tödi-Windgällen-Gruppe kennen gelernt haben, geht er auch bis an den Calanda und bis in's Berner-oberland. Er ist das mächtigste Glied der Kalkbildungen, das zudem in der äusseren Gestalt der Berge am auffallendsten sich ausspricht, wie Karte, Profile und Ansichten zeigen. Der volle 400—600 m. mächtige Schichten-complex ist vorwiegend ein ganz reiner Kalkstein. In seinen oberen Lagen, etwa seinem oberen Viertel oder Zehntel, erscheint wieder mehr Abwechslung. Wir treten mehr und mehr ohne scharfe Grenze in das Gebiet der tithonischen Stufe ein. Zwei verschiedene Facies machen sich das Terrain streitig oder wechseln ab: es ist eine mehr mergelige Facies, die Balfriesschiefer

(*Escher*), und eine corallogene Facies, die Troskalke (*Escher*. Vielleicht conform den Inwalderkalken oder den Strambergerschichten). Die letztere deutet an, dass das Meer seichter geworden war. Da die Hebung noch einige Zeit andauerte, entstanden nicht atollartige Corallenstöcke, sondern Schichten von Corallenkalk. Dass diese Riffe nicht in die Kreide hinauf fortsetzen, ist erklärlich durch die zwischenfolgenden thonigen Ablagerungen, welche das Leben der Corallenstöcke wieder ablöschte. Die Corallenfacies enthält hie und da in Masse *Diceras* und *Nerinäenschalen* neben noch erkenntlichen Corallen. Die organischen Reste sind vielfach in feinkörnigen schneeweissen Marmor umgewandelt, der im hellgrauen salinischen Kalkstein liegt. Besonders schöne Fundstellen dieser corallogenen Ausbildungsform treffen wir in der Malmcluse von *St. Peters* unterhalb Vättis im Taminathal, wo die Corallenstöcke noch sehr schön erhalten sind, ferner am Piz *Urlaun*, der die Moränen des Puntaiglasgletschers mit einer Sammlung von marmorisirten *Diceras* und *Corallen* speist, am *Griesstock* im Schächenthal, am *Vorderselbsanft*, *Nerinäenblöcke* auf der *Aeuclalp*, Linthal. Die mergelige Facies, die Balfriesschiefer, halten mehr die westlichen Theile unseres Gebietes inne, die corallogenen mehr die östlichen. Wo beide zu treffen sind, ist in der Regel die mergelige Facies oben (*Tödi-Gruppe* etc.), aber auch das Umgekehrte kommt vor (*Mürtschenstock*). Balfriesschiefer vermitteln hie und da einen ganz allmäligen Uebergang in die Mergel des Neocom. Ich habe die letzteren gefunden als Dach des Malm unter dem *Bifertenstock* am *Bündner-Tödi*. Ganz allgemein treten sie auf im *Bisithal*-gebiete (*Märenberge*, *Glattenalp*, zwischen *Ortstock* und *Thurm*, am *Kirchberg*, *Pfaff*, am Nordabsturz des *Faulen* und *Pfannstockes*, am Fusse der *Rossmattersteilstufe* im Hintergrunde der *Klönseestufe*, am Südrande des *Rätschthales*, südlich unter dem *Wasserberg* und auf dem *Gaissstock*, *Rossstock* und *Hagelstock*).

Auch am *Axenkrat*, z. B. an der Passlinie vom „*Schönen Kulm*“ (Taf. III, Fig. 2), ist die Grenze von Jura und Neocom nicht genau anzugeben. Ueber dem ächten Malmkalke folgt ein ziemlich mächtiger Complex von dünnen, samtschwarzen, braunanwitternden, mergeligen Kalkbänken, der den Uebergang zu den Valengien- oder Neocomienschiefern vermittelt. An der *Axenstrasse* sind nördlich Sisikon die tithonischen Gehilde mit *Terebratula Diphya* von Herrn *Stutz* aufgefunden und studirt worden (86). Hingegen sind die Balfries-

schiefer gar nicht oder fast nicht vorhanden von der *Obersandalp* durch *Scheerhorn*, *Ruchen*, *Windgälle* in die *hohe Fauten*-Gruppe hinaus, und ebensowenig habe ich sie im *Taminathale* entblösst gefunden.

Den lineargestreckten Saasbergkalk, den Lochseitenkalk haben wir aufzufassen als einen mechanisch deformierten (ausgewalzten) Malmkalk.

Der Hochgebirgskalk rückt von Norden her gegen die Vorderrheinthalinie an, ohne seine Beschaffenheit in der Art zu ändern, dass man auf irgend welchen sich vorbereitenden Facieswechsel schliessen könnte. In der Urserenthalmulde eingeklemmt, ist er theils zu herrlichem, gestrecktem, glimmerdurchsetztem Marmor deformirt, zum Theil hat er noch seine ursprüngliche Beschaffenheit behalten. An der Vorderrheinlinie bricht er in Verwitterungswänden ab. Südlich des Vorderrheines ist unser Gebirge durchweg in seiner Faltenbasis eher höher, aber zugleich tiefer hinab denudirt. Die gefaltete Hochgebirgskalkdecke, die ich mir als einst darüber weggehend denken muss, ist weg. Oder lässt sich noch ein veränderter Rest derselben finden? Die *Splügener Kalkberge* könnten noch einige Fetzen der ehemaligen Hochgebirgskalkdecke sein. Da ist der Kalkstein zu vielfach blendendem Marmor geworden, mergelige Einlagerungen haben sich in grüne und schwarze Schiefer umgewandelt. Aber wir kommen nicht über die Vermuthung hinaus zur Sicherheit. So viel nur ist sicher: Ein südliches Ufer des Malmmeeres ist innerhalb der Centralalpen nirgends angedeutet.

Auf die abweichenden Ausbildungsformen sekundärer Gebilde im Gebiete des *Schamserthales* und des Bündnerschiefers treten wir erst in den diesen Gebieten gewidmeten Abschnitten ein.

D. Das Kreidesystem.

In dem engeren Rahmen unserer früheren Karte der Tödi-Windgällen-Gruppe zeigte sich die Kreidebildung am *Kistenpass* etc. wenn auch in allen Stufen der Nordostschweiz, doch in sehr geschwächter Ausbildung. Wir hatten es dort am *Kistenpass* und am *Griesstock* mit ihren südlichsten Ausläufern zu thun.

Die normale Ausbildung der Kreide im *Muottathalgebiet* bis an den *Calanda* ist von unten nach oben in kürzester Zusammenfassung die folgende:

1) Valengien 10—300 m. mächtig. In zahlreiche dünne Schichten mit thonigen Zwischenlagen geordnete dunkle Kieselkalke (Strassenpflasterstein von Zürich und Luzern, „Kieselkalk“, *Escher*), rauhe Kalke mit verkieselten Petrefacten und hellgraue späthige und oolithische Kalke. Petrefactenreichthum nicht gross, bildet vielfach steile Wände.

Häufigste Petrefacten: *Pygurus rostratus*, *Janira atava*, *Toxaster sentisiamus*.

2) Neocomien 100—400 m. Rauhe, kieselige Kalke (Altmannschichten, *Escher*) und massige, adrige, braunanwitternde Echinodermenbreccien mit glauconitischen Körnern, darüber dunkle Mergel und Kalksteine mit Kieselknollen (Knollenkalk, Drusbergsschichten, *Escher*), im oberen Theile dunkle Mergel.

Reichthum an Petrefacten sehr gross.

Besonders häufig sind Austernbänke, dabei massenhaft *Exogyra Couloni*, an zahlreichen Stellen (Alp Ober-Träsmere am Wasserberg, Thorloch im Rätsthal, bei Brust, an der Axenstrasse etc.), *Ostræa rectangularis*, *Toxaster complanatus*, massenhaft *Brachyopoden*, z. B. *Rhynchonella Gibbsiana*, dann *Pinna Robinaldina*, zahlreiche *Cephalopoden*, und zwar *Ammoniten*, *Ancyloceras*, *Crioceras Duvalii*, *Nautilus*, *Belemnites pistilliformis* etc.

Mit Ausnahme der festen Echinodermenbreccien und kieselreichen Kalke erträgt das Neocom an den Bergprofilen nicht so bedeutende Böschungen und ist in Folge dieser leichteren Verwitterbarkeit mit Ausnahme einzelner Bänke oder Schichtgruppen im Ganzen auch besser bewachsen.

Grenzschichten mit *Serpula Pilatana*.

3) Schrattenkalk (*Urgonien*, *Rhodanien* und *Aptien*, *Urg-Aptien* etc.) 100—300 m. Späthiger, selten auch oolithischer, corallogener, hellviolettgrauer, weissanwitternder, fester Kalkstein, darin vereinzelte Mergelschichten, in den oberen Theilen vielfach Echinodermenbreccien. Bildet an den Bergprofilen steile, kahle Wände und auf Flächen leicht Karrenfelder.

Reich an Petrefacten. Am häufigsten im unteren Theile: *Radiolites neocomiensis*, *Requienia ammonica*, *Nerinea*, *Pterocera Pelagi*. In mergeligen Zwischenlagern im mittleren Theile: *Orbitulina lenticularis*, *Panopæen*. Im

oberen Theile: *Requienia Lonsdali*, *Heteraster oblongus*, *Radioliten*, *Terebratula Moutoniana*.

4) Gault (Albien) 1—50 m. Grünsand mit Kalkknollen, Mergel und Echinodermenbreccien. Verwittert leicht, gibt gut beraste, flache Böschungen an den Bergprofilen.

Petrefactenreichthum sehr wechselnd, oft leer, oft dicht erfüllt. Grosse Zahl der Arten. Besonders häufig sind: *Inoceramus concentricus*, *Inoceramus sulcatus*, *Belemnites minimus*, *Ammonites Mammillatus* und *Milletianus*, *Turrilites Bergeri*, *Holaster laevis*.

5) Seewerkalk (*Cenomen*, *Turon*, *Senon*) 10—100 m. Dichter, hellgrauer, seltener röthlicher Kalkstein, in knolligen Platten, mit kohligem, faserig geordneten Zwischenhäuten, Anwitterungsfarbe meist gelblichweiss. Bildet ähnlich dem Schrattenkalk steile helle Wände an den Bergprofilen, bietet aber doch durch seine faserigen Fugen der Verwitterung und der Vegetation leichter Angriff als der Schrattenkalk.

An manchen Orten geht der Seewerkalk in seinem oberen Theil allmählig in ein mehr und mehr mergeliges, dünnstiefes Gebilde, den Seewerschiefer über, 0—100 m.

Arm an Petrefacten. Am häufigsten *Holaster subglobosus*, *Ananehytes ovata*, *Turrilites costatus*, *Inoceramen*, *Foraminiferen*. Im Seewerschiefer bilden die letzteren oft zahlreiche dunkle Punkte (Körnchenschiefer, Foraminiferenschiefer, *Escher*).

Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk sind in der Regel schon an ihrer sehr constanten petrographischen Beschaffenheit leicht zu erkennen, weit schwieriger das Neocom, das oft den Lias- oder Balfriesschiefern, oft den Flyschgesteinen petrographisch völlig gleich ist. Da können nur Leitfossilfunde helfen.

Ich zähle nicht die Unmasse von Petrefactenarten auf, die bisher überhaupt in der Kreide dieser Gegenden gefunden worden sind, auch nicht diejenigen, die ich selbst hier gefunden habe. Es ist ein reiches Gebiet, voll ergiebiger Fundstellen. Manche werde ich bei der Beschreibung der einzelnen Faltenzonen anführen. Ich verweise besonders auf die Arbeiten von *Kaufmann* über die Kreide des Vierwaldstättersee und des Sihlgebietes in diesen Bei-

tragen. Auch Herr *U. Stutz* hat hier viel gesammelt (86). Ueber die Gesamtvertheilung der Kreidebildung hingegen und über einzelne Besonderheiten will ich noch einige Beobachtungen mittheilen:

Recht auffallend ist eine an Mächtigkeit sehr wechselnde helle Kalksteinbank, welche zwischen den dunkeln Schiefern im untersten Theile des Neocom oder des Valengien liegt. Sie ist oft eine dem oberen Schrattenkalke sehr ähnliche Echinodermenbreccie. Auf weite Erstreckung tritt sie auf. An der *Silberalp* zieht sie als 2—20 m. starke, oft von Rutschflächen begrenzte Bank unter dem Schäferhüttchen von 1986 m. durch (Taf. III, Fig. 1). Als auffallender schmaler weisser Streifen zwischen schwarzen Schiefern streicht sie vom *Gassenstock* nördlich am *Reiseltstock*, südlich am *Pfannstock* gegen das *Rätschthal* hinüber. An der Nordseite des *Pragelpasses* sehen wir sie am Fuss der Neocom- und Kieselkalkwände und in ganz gleicher Weise begleitet sie den Südrhang des *Wasserberges* unter *Träsmere*n und die *Lidernen-Faulenkette* im unteren Theile der südlichen Neocomwand über der *Seenalp*. Am Vierwaldstättersee habe ich sie einzig noch unter dem *Rophaien* getroffen, nicht mehr an der Axenstrasse.

Im Hintergrunde der grossen Seenstufe des Klönthales kommt die *Richisauerkln* heruntergestürzt über Schrattenkalk, darunter folgt Neocom. Die Schichten fallen gegen N N W. In der Basis des Neocom erscheinen hier in ziemlicher Ausdehnung wieder Kalkbänke, welche bald dem Schrattenkalke recht ähnlich sind, bald oolithische Structur besitzen. Solche oolithische Kalksteine erscheinen nicht selten in der Basis des Neocom, sie gehören wohl zum oberen Valengien. Der Kieselkalk des unteren Valengien hingegen ist an dieser Stelle nicht mehr entblösst, er steigt aber weiter östlich im Glärnisch in die Höhe. Am *Kratzerengrat* hinter der *Drecklochalp* treffen wir das Valengien in einer sehr kieseligen, grobe Quarzkörner enthaltenden Ausbildung mit vielen verkieselten Versteinerungen ganz ähnlich wie die entsprechenden Schichten im Sentisgebirge.

Der Neocommergel an der *Träsmere*n, südlich der Wasserbergfirst, enthält wohl auf dem Wege der Concretion ausgebildete, schöne, vollständig wasserhelle, bis 2 cm. lange, doppelspitziqe, oft schief verzerrt ausgebildete Bergkrystalle. Es ist auffallend, dass solche bisher weit herum nur aus

den Neocommergeln bekannt sind (hinter dem „Ochrlä“ am Sentis, am Zindlenspitz im Wäggithal etc.), und dass wir sie in Mergeln von anderem Alter in der Ostschweiz nicht finden.

Ein besonders schönes und leicht zu studirendes Profil des Schrattenskalkes ist dasjenige beim Dorfe *Bruppen* am Vierwaldstättersee, gegen die Axenstrasse hinaus. Bruppen selbst steht auf dem oberen Caprotinenkalk, soweit es nicht auf Muottadelta liegt. Unter dem oberen Caprotinenkalk findet man dann eine Mergelbank mit *Orbitulina lenticularis* hinter der Pension Mythenstein. Darunter folgen Kalkbänke, welche ebenfalls noch *Orbituliten* enthalten. Dann folgt im Eisenbahneinschnitt unter der Axenstrasse beim Ausgang des Bahntunnels der *Nerinienkalk* in ausgezeichneter Entwicklung. In den tieferen Bänken folgen abermals *Requienien* (*Caprotinen*) und endlich eine Schicht, welche von kleinen *Dentalien* und *Corallen* erfüllt ist. Darunter nach dem Strassentunnel mergelige *Cephalopodenfacies* des Neocomien.

Noch an vielen Stellen des *Axengebietes* treffen wir in der oberen Hälfte des Schrattenskalkes die Mergelbänke mit Orbituliten. Sie gehen aber nicht durch, sie setzen manchmal aus. Bei kalkiger, nicht mergeliger Ausbildung sind die Orbituliten schwieriger zu finden, manchmal fehlen sie auch wirklich. Sie kommen nicht nur im Vierwaldstätterseegebiete vor, wir treffen sie gelegentlich auch weiter östlich. So erscheint auch am *Silberalpwege* an der Silbern fast mitten im Schrattenskalk ganz unvermittelt eingeschlossen wiederum eine ausgezeichnete Mergelbank, erfüllt mit *Orbitulina lenticularis*.

Von den verschiedenen Kreidestufen ist der Schrattenskalk gewöhnlich das nach seiner Mächtigkeit gleichförmigste Gebilde. Er wechselt aber stark ab in seiner Beschaffenheit in dem Sinne, dass er oft gut geschichtet ist, oft wieder ganz massig erscheint — eine Eigenthümlichkeit, die mit der corallogenen Natur zusammenhängt. Dass der Schrattenskalk ein Corallenkalk ist, geht nicht nur aus seinen Petrefacten, die vorherrschend Corallriffbewohner sind, und aus seiner späthig aderigen, auf vielfache Umkrystallisation hindeutenden Structur hervor, sondern er lässt an manchen Stellen, besonders auf den angewitterten Flächen der Karren, oft in Massen noch Corallen erkennen. Ich weiss in unserem Gebiete nur eine Stelle, wo der Schrattenskalk local, ohne dass eine mechanische Zerreissung im Spiele wäre, bloss in Folge einer Veränderung

in den Ablagerungsbedingungen aussetzt. Dies ist im *Muottathale* der Fall. Nördlich ob dem Dorfe Muottathal ist der Schrattenkalk weniger mächtig, als gewöhnlich. Südwestlich nun, vom *Plungstock* gegen den „*Hengst*“ hinüber, wird er noch schwächer. Die eigentliche Schrattenfacies verschwindet dort fast ganz (Profil 3 und Karte). Am *Hauserstock* aber ist wieder die fast normale Entwicklung vorhanden.

Eine der Stellen, wo der Schrattenkalk gegen seine Gewohnheit oolithisch und sogar sehr grossoolithisch wird, findet sich bei *Hilsträtern* im unteren Rätsthale (Bisithalgebiet).

Der Gault ist im Gebiete der *Silbern* selten über 2 m., meist nur 1 m. stark. Gegen den *Vierwaldstättersee* hin wird er oft mächtiger. Aber auch da gibt es wieder Stellen (z. B. bei Gersau), wo er sehr wenig stark ist. Nach den mir bekannten Fundstellen könnte man geneigt sein, zu sagen: Je weniger mächtig der Gault ist, um so reicher ist er an Petrefacten. Im Silbergebiete, bei bloß 1 m. Mächtigkeit wimmelt es von an der Anwitterungsfläche vorragenden Petrefacten. Nördlich über dem Dorfe Muottathal besteht der Gault unten aus Grünsand und grünsandigen Mergeln, oben aus einer sehr rauhen, mit kieseligen Bruchstücken durchmengten Echinodermenbreccie von ziemlich bedeutender Mächtigkeit. Diese letztere traf ich auch im oberen *Wäggitthal*, an der *Frohnalp* bei Brunnen etc., während sie z. B. im Silbergebiete gänzlich fehlt.

Der Seewerkalk ist durch seine knollig flasrige Beschaffenheit recht gut zu mechanischer Deformation geeignet. Wo Quetschung eingetreten ist, finden wir denn auch meistens den Seewerkalk stärker mitgenommen als etwa den Schrattenkalk. Seine flasrigen, organischen Häute werden dann zu Rutschflächen, die Knollen zu flacheren, sich an einander verschiebenden Linsen. Auch der Seewerkalk gibt Karrenfelder, doch bieten dieselben nicht die grossen Schärfen der Schrattenkalkkarren. Bald liegen dem dichten Seewerkalk die Nummulitenkalke unmittelbar concordant auf. Bald treffen wir dazwischen erst eine gewaltige Schiefermasse. Ob es sich im ersteren Falle um eine wirkliche Transgression handelt, oder ob wir es dabei nur mit ungleichen Facieserscheinungen zu thun haben, muss ich dahingestellt lassen. Ich neige mich eher der letzteren Auffassung zu.

Die Grenzlinie der gut normal und kräftig entwickelten Kreide in den nördlicheren Theilen gegen die dürftige Ausbildung an südlicheren Stellen läuft im Gebiete unseres Blattes nicht wie die Ketten, sondern von West nach Ost, so dass der westlichste Theil der grossen Kette nördlich des Vorderrheines keine, der mittlere nur reducirte, das Ostende im Calanda aber vollkräftige Kreide aufweist.

Die Kreide verhält sich also ganz anders als der Malm (Hochgebirgskalk). Letzterer schwächt nicht allmählig gegen Süden aus, sondern er ist in voller Mächtigkeit vor der Vorderrheinlinie nur durch Abwitterung abgebrochen. Südlich des Vorderrheines ist statt seiner nicht eine Lücke in der Schichtreihe, sondern die Schichtreihe ist nirgends mehr bis zum Malmkalk hinauf erhalten geblieben. Die Kreide aber schwächt gegen Süden aus, wie folgt: Vollkräftig in allen Gliedern ausgebildet, so schön wie am *Säntis*, ist sie im *Muottathal*-gebiete und am *Calanda*. Dazwischen ist sie durch Eocän verdeckt in der Tiefe zu suchen. Weiter südlich aber, am *Griesstock*, finden wir die ganze Kreide schon auf kaum $\frac{1}{3}$ ihrer normalen Stärke reducirt. Erkenntliche Petrefacten lieferte nur der Gault. Am *Bifertenstock* ist sie noch in allen Stufen vorhanden, hat aber kaum mehr die Hälfte ihrer normalen Mächtigkeit. Auf dem *Selbsanft* konnte ich nur Neocom sicher erkennen, auf welchem nach einigen unbezeichnenden Kalkbänken dann die Nummulitenbildung folgt.

Am *Kistenpass*, und zwar besonders gut und in normaler Lagerung zu beobachten im Gebiete der *Cavordia*, finden wir die Kreide wiederum entwickelt. Dies ist das südlichste erhaltene Vorkommen der Kreide. Die Mächtigkeiten sind allerdings gering. Das Valengien konnte ich hier nicht finden. Auf ächtem Hochgebirgskalk, welcher marmorisch und linear gestreckt ist, folgt direct Neocommergel mit Bänken von *Exogyra Couloni*. Es mögen 4—6 m. sein. Darüber liegt 6—10 m., statt etwa 200 m. mächtig, der weisslich marmorisirte, dem Malm ziemlich ähnliche Schrattenkalk. Im Gault, 1—3 m., der seinen gewöhnlichen Charakter am unverändertsten behalten hat und im unteren Theil Kalkknollen, im oberen, schiefrigen, hingegen Kieselknollen im Grünsand enthält, findet man leicht *Bel. minimus*, *Turrilites Bergeri*, *Hamites*, *Ammonites Mantelli* und *Inoceramus sulcatus*. Der statt 20—30 m. hier bloss 2—4 m. starke Seewerkalk verleugnet seine welligknollige Schichtung mit

schwarzen Zwischenhäuten trotz etwas fremdartiger Ausbildung nicht. Ohne Seewerschiefer dazwischen sitzt ihm unmittelbar und concordant *Nummulites complanatus* in grossen Exemplaren schichtbildend auf.

Gegen Westen steigt die Kreide noch höher hinauf zum *Bifertenstock*. Man kann die braunen Neocomschichten über dem weissgrauen Malmkalk, sowie den hellen Schrattenkalk, den dunklen Gault, den hellen Seewerstreifen und die rostig-gelbe Nummulitenbildung schon aus einiger Entfernung in ihrem Verlaufe verfolgen. Dort gegen den Bifertenstock wird die Kreide wieder bedeutend mächtiger, als am Kistenpass. Vom Bifertenstock stürzen Blöcke aller Kreideschichten sowie der Nummulitenkappe des Gipfels auf den Puntaiglasgletscher hinab. In solchen Blöcken neocomischer Echinodermenbreccie traf ich massenhaft *Rhynchonella Gibbsii*, ferner *Toxaster*, *Exogyra Couloni* etc.

Hier am *Bifertenstock* hat die Kreidebildung noch etwa $\frac{1}{3}$ bis höchstens die Hälfte ihrer normalen Mächtigkeit. Die Schichten liegen aber wie am *Kistenpass* gleichförmig übereinander, und gerade in diesem Streifen ist eine mechanische Ursache zu besonderer Quetschung nicht vorhanden, wir haben es mit einem Muldenzug zu thun. Der Grat des *Bifertenstock* ist ein vorzüglicher Synclinalkamm.

In der *Windgällengegend* fehlt die Kreide ganz, sie fällt aus, und der Nummulitenkalk liegt concordant auf dem Hochgebirgskalk. Dass die Kreide im Gebiet der Glarner Doppelfalte nicht zu beobachten ist, kann uns nicht wundern. Sie liegt unter dem eocänen Muldenkern in der Tiefe und taucht im *Kalfeusenthal* hervor. Aber schon südlich der *Ringelgruppe* in den *Trinseralpen* erscheint sie uns wieder, freilich sehr geschwächt. Südlich des Vorder- rheines fehlt jede Spur von Kreide. Angenommen, es wären dort dereinst noch Kreideablagerungen vorhanden gewesen, so hätten wir dieselben hoch über der heute noch gebliebenen Gebirgsruine zu suchen.

Wir können also sagen: das Aufhören des Malm (Hochgebirgskalkes) an der Vorderrheinlinie ist blos Folge der Abtragung, die Kreidegebilde hingegen sind ohne Zweifel ursprünglich gegen Süden hier viel schwächer ausgebildet. Das allgemeine Südufer des Kreidemeeres freilich ist nicht mehr festzustellen. Wenigstens in der Region der Tödi-Gruppe lag es jedenfalls bedeutend südlicher als die Vorderrheinthal- linie.

E. Das Tertiärsystem.

Auf unserem Kartenblatt treffen wir von den Tertiärbildungen nur das Eocän, vorausgesetzt, dass wir nicht von Oligocän sprechen wollen. So natürlich die Abgrenzung des Oligocän in manchen Gebieten auch sein mag, so wenig ist sie hier durchzuführen. Die Veränderungen in den physikalischen Bedingungen machten sich hier in anderen Zeiten geltend, als in Deutschland. Die Fischschiefer von Glarus und die Gesteine gleichen Alters lassen sich nicht aus den mit der Nummulitenbildung verknüpften Thonschiefern herauschälen.

Wenn wir die Eocänbildungen nirgends südlich des Vorderrheines treffen, so hat dies seinen Grund bloß in dem dort schon zu tief gegangenen Verwitterungsabtrag. Da, wo im Kamme *Windgällen-Bifertenstock-Ringelspitze* die Eocänbildungen am weitesten nach Süden reichen, zeigen sie kein allmähiges Ausgehen, keine Uferfacies, sondern sind in gleicher Weise ausgebildet wie mitten im Eocängebiete.

Die Eocängesteine sind:

a. Nummulitenfacies und Kalksteine.

1. Nummulitenkalk, 2. Nummulitensandsteine und 3. Nummulitenquarzite. Vorherrschend sind die Nummulitenkalksteine. In zahllosen Bänken erscheinen sie, von wenigen Centimetern bis zu 20 m. Mächtigkeit eingelagert zwischen Kalkschiefer, Sandsteine, Mergelschiefer, Thonschiefer durch das ganze Eocängebiet hindurch. Die Eocänbildung beginnt in der Regel hier gleich mit den Bänken von *Nummulina complanata*, und die Nummulitenbänke sind in der Basis der Eocänbildungen am reichlichsten vertreten, sie werden nach oben allmählich spärlicher. Stellenweise ist das Gestein fast ganz nur aus Nummulitenschalen gebildet. Es können aber auch die Nummuliten sehr spärlich oder undeutlich werden, so dass fast nummulitenfreie Kalksteine daraus hervorgehen (Calandafuss bei der *Tardisbrücke*, *Nüschenalp* am Kistenpass, *Clariden* etc.). Hier und da treten in der Nummulitenbildung dunkel-ölgrüne Quarzitbänke auf, welche die Nummuliten enthalten. Solche finden sich z. B. im *Segnesthal* an der

Südseite des Segnespasses und in ausgezeichneter Entwicklung am Grate nördlich vom höchsten Gipfel des *Flimsersteines*, sowie nördlich des Muottathales in der Nähe der Wasserscheide gegen das Sihlgebiet. Damit wechseln wieder Thonschiefer und dunkle bis gelbe Nummulitenkalksteine ab. Beim Aufstieg von Elm zum *Foopass* trifft man viele Nummulitenbänke von bloß wenigen Centimetern Mächtigkeit zwischen den Flyschschiefern eingelagert, und man kann dort sehen, wie sie allmählig zu mehreren Meter starken Bänken anschwellen.

Kalksteine, in welchen man keine Nummuliten von freiem Auge findet, spärlichadrigte Kalksteine treten hie und da auf. Es fehlen auch nicht rauhe kieselige Kalksteine und Echinodermenbreccien. Letztere sind z. B. massenhaft am *Griesstock*, *Claridengrat*, *Selbsanft* etc. Ueber den Nummulitenbänken folgen im Thalkessel von *Richisau* und von da über den *Pragel* rauhe kieseligthonige, braun anwitternde, inwendig graue Kalksteine, welche von einer Unmasse weisser Calcitadern durchsetzt sind. Dieselben bilden, wie die hie und da dazwischen gelagerten sandigen Schichten mit weissem Glimmer beweisen, Einlagerungen im Flysch. Ihre Abgrenzung gegen das überschobene Neocom und Thiton ist an der Nordseite des *Pragelpassthales* wie des *Riemenstaldenthales* nicht mit Sicherheit zu finden.

b. Flyschfacies.

1. Thonschiefer (Flyschschiefer) bilden die Hauptmasse des Eocänen. Sie liegen schon unten zwischen den Nummulitenbänken, ihre Hauptmasse folgt über der Hauptmenge der Nummulitenkalke. Manche der Thonschiefer brausen mit Säure nicht auf, die Mehrzahl aber sind stark kalkhaltig und gehen durch Schieferbänke mit Kalkconcretionen allmählig in Schieferkalke oder gar in compacte Kalke über. Viele Thonschiefer sind wellig, andere eben, manche ganz glatt und vortrefflich zu Schreibtäfelu, Dachplatten etc. geeignet ([79]. II. 66 und [139]). Dünne Schichten und Transversalschiefer wechseln mannigfaltig ab.

2. Sandsteine treten in zahlreichen Bänken und mannigfaltigen Abänderungen häufig auf, doch meistens dem Thonschiefer untergeordnet. Es gibt nur wenige Regionen, wie z. B. die *Eggberge* bei Altdorf, das *Durnachthal*, wo die Sandsteine bei Weitem über die anderen Bildungen vorherrschen. Meistens

enthalten die Flyschsandsteine viel weissen Glimmer in klastisch beigemengten Blättchen.

3. Conglomerate treten in unserem Eocängebiete spärlich auf. Ueber die beste Fundstelle von Flyschconglomeraten, diejenige im *Gruonbachthale*, will ich gleich hier noch eingehender berichten.

Flyschsandsteine, stellenweise übergehend in grobe Conglomerate, finden sich in sehr bedeutender Entwicklung an dem Gehänge des Bannwaldes ob Altdorf, am ganzen Eggberge zwischen Schächenthal und Gruonthal. Thonschiefer und Mergelbänke liegen zwischen den Sandsteinen. Am Eingang in das Gruonthal steht eine grobe Flyschnagelfluh in dicken, circa 300 S S O fallenden Bänken an. In derselben fand ich folgende Gerölle:

a) Sehr viel stark fettglänzende weisse Quarz und Quarzitgeschiebe. Solche finden sich auch massenhaft in kleineren Dimensionen bis zum Sandkorn in den Gesteinen des Eggberges. Der grobkörnige Flyschsandstein aus dem Bannwaldgebiet, welcher in mehreren gewaltigen Blöcken am 12. November 1886 auf Altdorf hinunterstürzte, besteht wohl zur Hälfte aus solchen milchig-weissen kleinen Quarzgeschieben.

b) Sehr viele Gerölle eines Gneisses mit weissem Kaliglimmer. Die Herkunft dieser Gerölle, sowie der erstgenannten ist noch unbekannt. Das jetzige Reussgebiet enthält diese Gesteinsarten in einigermaßen vergleichbaren Abänderungen gar nicht oder nur in sehr seltenen lokalen und beschränkten Vorkommnissen. Hier aber haben wir es mit dem Abschwemmungsprodukt eines Gebirges zu thun, welches wohl grösstentheils aus diesen Gesteinen bestanden haben muss.

c) Gerölle von thonigen Kalken und Mergelschiefern.

d) Gerölle dunkler dichter Kalksteine, welche hie und da schwarze Feuersteinconcretionen enthalten.

Diese beiden Gesteinsarten entsprechen mesozoischen Bildungen, welche auch im Reussgebiete noch in ähnlicher Art sich finden. Die Gerölle d dürfen als Quintnerkalk (Malm) bezeichnet werden.

e) Gerölle von weiss-glimmerigem Flyschsandstein, wohl aus den ältesten Theilen des Flysch stammend.

f) Einzelne Gerölle von Nummulitenkalk. Die unverhältnissmässige Grösse dieser letzteren deutet an, dass sie aus weit geringerer Entfernung stammen, als die vorhergenannten.

Der Cement dieses Flyschconglomerates besteht aus sandig thonigem Material, welches sehr reich an Trümmerchen von weissem Glimmer ist.

Ich habe mich schon oft darüber gewundert, dass der Flysch der schweizerischen Alpen so reich an klastisch beigemengtem weissem Kaliglimmer ist, während solcher in den nach Norden drainirten Thälern nur so spärlich vorkommt. Und gerade dieser Glimmer scheint sehr widerstandsfähig und unveränderlich zu sein. Das hier vorliegende Conglomerat sagt uns nun, dass ein weissglimmeriger Gneiss diesen massenhaften Flyschglimmer geliefert haben kann. Wo derselbe vielleicht heute noch ansteht, weiss ich nicht.

Der Flysch am Stutzeggtunnel (Axen) besteht aus Sandstein und Quarzit, welche reich an weissem Glimmer sind.

Neben der Anwesenheit von weissglimmerigen Flyschsandsteinen und von Nummulitenkalken als Gerölle in diesem Conglomerate fällt hier auf die Abwesenheit von „Taveyanazsandsteinen“, welche doch wenig weiter südlich in der Flyschbildung so mächtig entwickelt sind und in einzelnen Geröllen in der Miocänagelfuh des Rigi vorkommen.

Die für die Miocänagelfuh, z. B. des Rigi, so bezeichnenden exotischen Gerölle von rothen Graniten, Porphyren und rothen oder grünen Feuersteinen fand ich hier im Flyschconglomerate nirgends. Auch fehlen, soweit ich darauf achten konnte, die Protogine der jetzigen Centralalpen.

Gewiss ergäben sich eine Menge bedeutungsvoller Schlüsse zur Geschichte der Alpen, und besonders zur Geschichte der Verschiebungen der Wasserscheiden, der successiven Thalbildung und successiven Abtragung, wenn die Flyschconglomerate einer ähnlichen eingehenden Untersuchung unterzogen würden, wie es für die Miocänconglomerate durch Dr. *Früh* geschehen ist (Denkschriften der schweiz. naturforschenden Gesellschaft, 1887).

4. Quarzite, bald als Quarzsandsteine mit quarzigem Bindemittel, bald als krystallinische Quarzite weiss, gelb, ölgrün in zahlreichen einzelnen Bänken zwischen den Thonschiefern, oft faserig stengelig, oft in Knollen um Schwämme herum gebildet, oder durch Anhäufung von Kieselschwämmen gebildet, beson-

ders stark vertreten im Gebiete von *Selbsanft*, *Kistenpass* (mit sehr vielen verkieselten Schwämmen), *Muttensee*, *Panixerpass*, hinter dem *Flimserstein* etc.

5. Taveyanazsandsteine sind sehr typisch vertreten im Gebiete des *Hohe Faulen* (nördlich der Windgälle). Sie erstrecken sich von dort durch das *Scheerhorn* und die *Clariden* in's *Kärpfgebiet* (*Durnachthal*). Weiter östlich erscheinen sie nur noch spärlich und mehr und mehr ausgeartet. Die chemische und microscopische Untersuchung hat nun festgestellt (119 und 144), dass der Taveyanazsandstein aus Augit, Hornblende, Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer, Chlorit, Carbonaten und opaken Erzen besteht und als diabasischer Tuff angesehen werden muss, der einerseits in Diabas (*Proterobas*) und andererseits in geschlemmte Tuffe und Sandsteine übergeht. Ich ziehe dieser Untersuchung gegenüber selbstverständlich meine frühere andere Auffassung (79, Bd. I, S. 79) zurück.

Es ist in unserem Gebiete wegen der complicirten Faltungen nicht möglich, ein normales Eocänprofil anzugeben. Sicher kommen z. B. oft zahlreiche verschiedene Nummulitenbänke übereinander vor, allein man ist im einzelnen Falle fast niemals sicher, wie viele dieser Wiederholungen auf ursprünglicher Bildung und wie viele auf Faltung der gleichen Schicht beruhen.

Als Petrefactenfunde sind zu nennen: zahllose Nummulitenbänke, enthaltend *Nummuliten*, *Pecten*, *Gasteropoden*, *Austern*, *Seeigel* etc. in Menge.

Schiefer mit *Fischen*, *Vögeln* und *Schildkröten* aus den Schieferbrüchen von *Engi*, *Matt*, *Diesbach*, *Attinghausen*.

Helminthoiden und *Fucoiden* an manchen Orten im Flyschschiefer.

Ich wiederhole nicht das schon anderen Ortes über die Eocängebilde dieser Gebiete Mitgetheilte, sondern verweise blos auf 79, Bd. I, S. 76 bis 81, 143 bis 146 und 208 bis 212, sowie besonders auf (139): *Wettstein*, „Die eocänen Fische des Glarnerschiefer“.

Während am *Pragelpass* und der *Axenkette* die Nummulitenkalke dicht dem Seewerkalk concordant aufliegen, treffen wir hingegen in der *Frohnalpkette* und deren Verlängerung über *Illgau* gegen den *Forstberg* und *Drusberg* hinaus noch ein über 200 m. mächtiges Zwischenglied, die Wangschichten nach *Escher*. In der N W Ecke unseres Blattes erscheinen sie als graue sandige Mergelschiefer von grosser Einförmigkeit. Nach unten sind sie in der

Frohnalpkette scharf gegen den unterliegenden Seewerkalk abgegrenzt ohne Vermittlung durch Seewerschiefer, und ebenso unvermittelt liegen ihnen die festen Nummulitenkalke auf. Ob sie einfach als unterste Flyschschiefer- oder als Seewerschiefer-Aequivalente aufzufassen sind, lässt sich hier nicht entscheiden. Ich war auch nicht so glücklich, Petrefakten darin zu finden. Ueber die Bedeutung dieser Wangschiefer in der stratigraphischen Reihe bleiben die Beobachtungen von *Escher* und *Kaufmann* entscheidend.

Hier bleibt nur hervorzuheben, dass die Kreide sehr verschiedenartig aufhört und das Eocän verschiedenartig beginnt, indem bald Seewerkalk und Nummulitenkalk unvermittelt aufeinander folgen, bald aber dazwischen Seewerschiefer, Wangschichten oder eocäne Quarzite und Thonschiefer liegen. Stets aber herrscht vollkommener Parallelismus in der Auflagerung. Die Aufnahme des Gebietes hat mir eher den Eindruck hinterlassen, als handle es sich da bloß um eine gewisse Mannigfaltigkeit in den Facies, nicht aber um Lücken in der Schichtreihe. Ist aber theilweise doch das Letztere zutreffend, dann haben wir es im Allgemeinen nur mit Paralleltransgressionen ohne zwischenliegende Schichtaufrichtung und Abwitterungszeiten zu thun, ganz so, wie z. B. auch weiter südlich, wo die Nummulitenkalke dem Hochgebirgskalk concordant aufliegen. Ich habe eine einzige ganz eng begrenzte Stelle gefunden — *Heuberge* nördlich ob *Muottathal* an der Grenze unserer Karte — wo die Seewerkalkschichten schief angewittert und von den Wangschichten oder Flyschmergeln in der Contactfläche parallelen Schichten überdeckt werden.

* * *

Soweit diese Schichtreihe geht, treffen wir auf dem ganzen Gebiete unserer Karte discordante Auflagerungen nur an der Grenze der alten krystallinischen Schiefer und etwa noch der Carbonegebilde einerseits, gegen die mesozoischen Gebilde andererseits. Aber es bleibt hierbei meistens fraglich, ob diese Discordanz eine ursprüngliche oder nicht vielmehr oft bloß eine nachträglich durch ungleiche Bewegung bei der Dislocation entstandene sei. Sehr häufig liegen auch Gneiss, Carbon, Verrucano und Röthidolomit völlig concordant an einander. Die Profile mit den Discordanzen zwischen Gneiss und Verrucano und Carbon, oder zwischen Carbon und Verrucano mit Röthidolomit gehören dem Aarmassiv

an. Weiter südlich am Rande rings um die Osthälfte des Gotthardmassives treffen wir grösstentheils, und am Adulamassiv durchweg auf concordante Ablagerung von Gneiss bis zu den jüngsten überhaupt vorhandenen Sedimenten. Einzige locale Ausnahmen sind zu finden in der Nähe des *Pass Disrut* und im obersten Stück von *Val Camadra* Ostseite unter *Piz Marumo*, wo wahrscheinlich rein mechanische Vorgänge nachträglich die Discordanzen erzeugt haben. Sicher ist südlich des Vorderrheines vom Gneiss bis hinauf, nördlich des Vorderrheines vom oberen Verrucano durch die ganze Schichtreihe bis hinauf durch das ganze Eocän nirgends eine ursprüngliche Discordanz-Transgression zu finden. In diesen Regionon der Alpen hat zwischen der Ablagerung des jüngeren Verrucano bis nach Ablagerung des Eocän keine nachweisbare Faltung stattgefunden. Die spätere Faltung hat diese ganze Schichtreihe gleichartig mit ergriffen, und die etwaigen ursprünglichen Unterbrüche in der Ablagerung sind blosse Paralleltransgressionen. Theilweise ausgenommen von diesen Betrachtungen bleibt allein das unverständliche *Schams*.

Die erste nun folgende ursprüngliche und in der Regel deutliche discordante Ablagerung, diejenige zwischen Eocän und Miocän, liegt schon ausserhalb des Gebietes unserer Karte.

Wir kommen auf diese Verhältnisse im Abschnitt XII nochmals zurück.

Zweiter Abschnitt.

Die Kreide- und Jura-Zonen vom Vierwaldstättersee bis zum Linththal (Muottagebiet).

Motto: „Die Lager der oberen Erden sind zweifelsohne horizontal und eben gewesen, in unseren schweizerischen Landen und Gebirgen aber sind sie meistens haldend oder inclinirt . . . Nirgends findet sich eine solche verwunderliche Verschiedenheit der Felsslageren, als an dem vier Waldstätten-See . . . der Schiberenberg“ (Schilter nördlich Sissikon) „bestehet auch aus dünnen Lageren, welche . . . gleich denen Schlangen sich krümmen, so dass die Materi der Lageren selbs gebogen ist.“

Joh. Jak. Scheuchzer, Zürich, 1716.

A. Die Kreideketten.

Das Streichen der Falten und Schichten ist in dem Kreidegebiete, welches die N W Ecke unseres Blattes XIV, nördlich von Schächenthal und Klausenpass einnimmt, dem allgemeinen Alpenstreichen dieser Regionen entsprechend von W S W nach O N O. Um den Zusammenhang unseres Gebietes mit den umliegenden besser zu übersehen, beginnen wir in der Aufzählung mit der ersten nördlichsten Kreidekette, obschon dieselbe unser Blatt XIV noch nicht streift. Wir haben dieselbe indessen auch mit in die Profile hineingenommen. Von Norden nach Süden reihen die Falten sich parallel aneinander wie folgt:

1) Das doppelte Gewölbe des Bürgenstockes (Bl. XIII), im *Viznauerstock* und der *Rigihochfluhkette* (Bl. VIII) mehr und mehr zu einer einzigen nördlich überliegenden Falte zusammendrängt, sinkt gegen N O in der *Zinggelenegg* (Profil 2) tiefer und bleibt nördlich des alten Reusstales gegen Schwyz unter Eocän verdeckt. Das kleine schöne Kreidegewölbe von *Euthal* und der *Aubrige* mag die östliche Verlängerung oder doch das östliche Aequivalent dieser Kette sein.

2) Die erste grosse Kreidemuldenzone, Buochs-Brunnen-Ibach, ist eine normal gestellte Mulde. Von der Rigihoehfluhkette fallen die Schichten steil in das Seebecken ab, jenseits von *Beckenried* bis *Seelisberg* sieht man sie in ähnlicher Weise wieder aus dem See emporsteigen. Die ganze Thallinie von *Ennetmoos*, *Stanz*, der *Vierwaldstättersee* von *Buochs* bis *Brunnen* und der Thalboden bis *Ibach*, *Schwyz* und *Rickenbach* gehören dieser Muldenzone an. Im letzteren Gebiete ist der See durch das Delta der Muotta verdrängt. Gerade hier aber im Profil von *Zinggelen* über *Ingenbohl* (Prof. 2) ist ihre Symmetrie am vollkommensten zu sehen; mit der gleichen Regelmässigkeit, wie über den Kreideschichten die Nummulitenkalke und eocänen Schiefer bei *Wylen* nördlich gegen *Zinggelen* ansteigen, treffen wir dieselben bei *Ingenbohl* und *Schönenbuch* gegen Süden aufsteigend. Unsere Muldenzone streicht aber nicht in gewöhnlicher Weise aus, sondern westlich im *Buochserhorn* und *Stanzerhorn*, östlich in den *Mythen* schliesst sie durch die von den Herren *Mösch* und *Kaufmann* zuerst erkannten jurassischen Klippen ab, welche nach ihrem geologischen Bau, wie zum Theil auch in ihrer äusseren Gestalt, mit einer fast unbegreiflichen Unabhängigkeit den Faltenbau der Kreidezonen unterbrechen. Die Klippen der *Mythen* tragen (Profil 3) eine Kappe von Kreidebildungen. In der Kreide ist gegen die Klippen hin bisher nichts von Facieswechsel, Breccienbildung oder dergleichen Anzeichen der Nähe einer alten Insel aufgedeckt worden. Die Kreidefalten sind in Streichrichtung und Profilform nicht auffallend beeinflusst durch die Klippen; sie weichen den Klippen auch nicht aus, sondern sinken meistens nur etwas tiefer, und plötzlich erscheint in ihrem Streichen, wie durch ein Loch der Kreidebildungen unvermittelt durchstehend und vom Eocänmantel umhüllt, aus Trias und Jura bestehend, die Klippe.

3) Das schöne sanfte Kreidegewölbe von Axenstein-Morschach (Taf. III, Fig. 3) beginnt westlich aus Eocän auftauchend bei *Beckenried*. Seine Seewerkalkschale ist bei *Schöneegg* und *Emmatten* noch vollständig erhalten, bei *Sonnenberg-Seelisberg* bildet der Schrattenkalk die Höhe, während nach dem Unterbruch durch das Querthal, des Urnersee, die fruchtbare Höhe von *Axenstein* und *Morschach* vielfach noch eine petrefactenreiche Gaultdecke aufweist. Hier unter *Axenstein* ist das Gewölbe besonders schön erhalten. *Brunnen* steht

zum Theil auf oberem Caprolinenkalk. Wenige Schritte südwestlich an der Axenstrasse, kurz bevor dieselbe die Gotthardbahn überbrückt, sind die Schichten der *Orbilulina lenticularis* entblösst. Im Tunnel und Einschnitt der Bahn sieht man den Schrattenkalk als Korallenkalk mit vielen grossen *Nerinaeen* und *Requienien* entwickelt. Der erste Strassentunnel südlich Brunnen durchbricht den aufsteigenden Schrattenkalk, dann folgen mergliges Neocom, Echinodermenbreccien und Kieselkalk. Zahlreiche Petrefacten aus diesen Schichten sind in dem Biergarten des Herrn Aufdermauer zu Brunnen ausgestellt. Das Gewölbe des Schrattenkalkes fällt bei einer Dampfschiffahrt von Gersau nach Brunnen Jedermann durch seinen schönen regelmässigen Schwung in die Augen. *Seelisberg-Sonnenberg* einerseits des Sees und *Morschach* andererseits entsprechen sich. Beide Hochterrassen sind mit erratischen Gneissgraniten bestreut (Park von Hotel Axenstein). Gegen die Muottaschlucht hin sinkt das Gewölbe von Axenstein tiefer, erhebt sich dann aber im „*Gibel*“ (Profil 3) nochmals etwas höher. Die Lage des Dörfchens „*Auf Iberg*“ entspricht durchaus derjenigen von *Morschach*. Bei *Bülisberg* (Blatt IX) trifft man noch auf die Seewerkalkdecke des Gibelgewölbes, dann aber stösst dasselbe ohne Ablenkung unvermittelt an der „*Rothe Fluh*“, einer Juraklippe der Mythengruppe, ab. Nur die oberen Kreideschichten reichen in einem Lappen auf die Klippe hinauf.

Ich bin lange in der Muottaschlucht unter *Schönenbuch-Obdorf* (N W Ecke unseres Kartenblattes XIV) herumgeklettert, um den Zusammenhang von *Gibel*- und *Axensteingewölbe* zu verfolgen. Der nördliche Flysch, sowie der Seewerkalk setzt von *Ingenbohl* und *Schönenbuch* links der Muotta fort, rechts des Flusses neben dem Gibel mit circa 30° N N W Fall. Darunter folgt Gault, Schrattenkalk und Neocommergel. Nun aber trifft man auf eine steil südlich fallende scharfe Verwerfungskluft, welche die Schichten abschneidet. Südlich derselben folgt mit gewölbeförmiger Umbiegung Schrattenkalk, der zum *Gibel* hinaufzieht, und an der Strassenecke dann Neocom. Der Schrattenkalk des *Gibel* hängt also über den Muottawinkel und die Strassenecke gegenüber *Obdorf* mit dem Schrattenkalk des *Axenstein* direct zusammen, allein die Gewölbegestalten dieser Kette beiderseits der Muotta entsprechen sich lange nicht so exact und schön wie beiderseits des Urnersees. Hier beim Muottadurchschnitt sind offenbar einige Unregelmässigkeiten während der letzten Phasen der Faltung vorgekommen,

welche die Falte im Gibel etwas höher und breiter sich dehnen liessen, als es der Fortsetzung links der Muotta, von welcher eine theilweise Abscheerung eingetreten ist, entsprechen würde.

Dieses erste Kreidegewölbe unseres Kartengebietes ist aufrecht stehend sanft gewölbt und wenig hoch. Der Biegungsradius von *Brunnen* bis unter dem Gewölbescheitel des Axenstein beträgt etwa 2 km. Der Seewerkalkscheitel liegt bei *Schöneegg* etwa 700 m. hoch, über dem *Sonnenberg* muss er etwa 1100 m. hoch gestanden haben, bei *Axenstein* bei 800 bis 850 m., im *Gibel* wieder bei 950 m. (der Schrattenkalkgipfel des *Gibel* liegt dort bei 910 m.), und am Nordostende bei *Bülisberg* liegt er bei 825 m. Dies Kreidegewölbe ist theilweise eingeschnitten durch die *Kohlthalschlucht* unter Emmatten, und vollständig durchquert vom *Urnerseethal* und von der *Muottaschlucht*.

4) Die scharfe Mulde Seelisbergersee-Morschach-Hinterberg ist westlich beim Dorfe *Emmatten* mit Seewerkalk gefüllt, der *Seelisbergersee* liegt in Gault gebettet. Nahe, nördlich bei *Beroldingen*, treffen wir nochmals auf einen Fetzen Seewerkalk als Muldenkern (auf Blatt XIII nicht verzeichnet). Vom Urnersee aus sieht man an dessen Wänden, die einen prachtvollen Querschnitt darstellen (Taf. III, Fig. 3), die Schrattenkalkschichten von *Seelisberg-Sonnenberg* erst sanft südlich an den See hinabsteigen und dann dort in scharfem Winkel umbiegen und sich aufrichtend nördlich über sich selbst hinübergelegt. Im scharfen Winkel umgebogen erkennt man an seiner dunkelgrüngrauen Farbe den Gault und in demselben noch einen Kern von Seewerkalk. Das *Rütli* gehört noch dem Neocom und Valengien-Kern des Gewölbes unter Seelisberg an. Das Spiegelbild hievon liefert uns die östliche Uferwand des Sees. An der Axenstrasse, zwischen *Brunnen* und *Sissikon*, kann man die scharfe Umbiegung der Schrattenkalkschichten und das südlich folgende Aufsteigen des Neocom in überkippter Stellung in der Nähe prüfen. Das durch den wieder aufsteigenden südlichen Schenkel der Mulde gebildete nach N O streichende Schrattenkalkriff, welches *Beroldingen* entspricht, bildet hier die Ecke des Weilers *Schilte* oder *grosser Schilt* und die *Weissfluh* hinter Morschach am Fusse des Frohnalpstock (Profil 2). Der Gault fällt mit 50° unter das Schrattenkalkriff bei „*Schilte*“ südöstlich ein. Der Kern der Mulde, auf

welchem auch das Dorf *Morschach* und seine mächtigen erratischen Protoginblöcke liegen, wird fast ganz aus Gault gebildet. Der durchgreifende Charakter dieser Schichtmulde: steiler bis überkippter Südschenkel, flacher oder sanft ansteigender Nordschenkel, ist auch hier ausgeprägt, ja der Nordschenkel des Gault setzt flach über den Rücken des Axensteingewölbes fort. Eine kleine untergeordnete Verwerfung bringt östlich hinter dem Dorfe Morschach noch eine locale Complication in den Bau dieser Mulde, die darin besteht, dass dort in der Mulde eine Schrattenkalktreppe durch den Gault heraufsticht, und dadurch die Gaultmulde auf etwa 600 m. Länge zweitheilig wird, oder handelt es sich hier am Ende nur um eine schrattenkalkähnliche linsenförmige Einschlussmasse, einen petrographischen Wechsel im Gault selbst?

Am Abhang von *Stosshorn* gegen die Muottaschlucht klebt noch ein Fetzen der Morschacher Mulde. Mit dem Südschenkel bildet er einen hoch hinangreifenden Lappen, unten aber ist die scharfe spitzwinklige Muldenumbiegung deutlich zu sehen. Dieser Fetzen enthält nicht nur Seewerkalk, sondern sogar noch etwas eocäne Schiefer in seinem Kerne. Er setzt dann schief über die Muottaschlucht hinüber, indessen ohne mit dem Eocänkerne bis zum Fluss hinabzureichen. Der wilde Fluss hat sich in einer schaurigen, aus gewaltigen Erosionskesseln gebildeten Schlucht in den oberen Schrattenkalk eingeschnitten, der hier, nahe der Muldenumbiegung, schon bedeutend flacher liegt (oberer Theil der ungangbaren Schlucht 25° Fall gegen S S O). Nördlich der Muotta fließt der Bach von *Hinter-Iberg* in der Mulde. Die Widerlager der Strassenbrücke über denselben sind auf Foraminiferenschiefer fundirt, welche wahrscheinlich als oberste Glieder des Seewerkalkes oder gar als gequetschter Seewerkalk zu gelten haben und circa 40° S S O einfallen. Im überhängenden Südflügel der Mulde sind hier Seewerkalk und Gault fast ganz zerdrückt, so dass dicht östlich nach der genannten Brücke der Schrattenkalk mit Rutschstreifen auf den überhängenden Schichtflächen in die Höhe steigt. Im sanft ansteigenden Nordflügel unserer Mulde hingegen sind die oberen Kreideschichten gut entwickelt, sie erfüllen zusammen mit eocänen Schiefen gegen Norden die liebliche Thalmulde von *Hinter-Iberg*.

Wie die beiderseits anliegenden Gewölbe, so ist auch unsere durchweg eng gepresste, mit dem Südschenkel überkippte, mit ihrer

Axialebene S S O einfallende Mulde durchschnitten vom Querthal des Urnersees und vom unteren Theil des Muottathales. Oestlich läuft sie offen in die grosse Eocänmasse aus, welche den Mantel der *Mythen* und der *Schienstöcke* bei *Iberg* (Blatt IX) bildet.

5) Das Frohnalpstockgewölbe (Profil Nr. 2 und 3 und Taf. III, Fig. 3) ist grösser und stärker als die bisherigen, und ist zugleich in der Region seiner starken Entwicklung schief gegen Norden übergelegt. Westlich des Urnersee sieht man es im *Kohlthal* ob Emmatten scheinbar unter der Juraklippe der Clevenalp emportauchen. Es bildet dann den *Niederbauenstock* oder *Seelisbergerkulm*, dessen Gipfel, dem Gewölbescheitel entsprechend, noch mit Gault bedeckt ist. Oestlich des Urnersee folgt der breite *Frohnalpstock* oder *Stossberg*. Ueber einem mächtigen steilen, aus Neocom gebildeten Gehänge folgt eine breite Decke aus Schrattenkalk und Gault, auf welcher südlich des Gipfels sogar noch ein Rest Seewerkalk erhalten ist. Das Neocom liegt doppelt. Erst folgt es über die Mulde Nr. 4 nördlich hinüberliegend verkehrt, dann über sich selbst südlich zurückkehrend normal. Im *Frohnalpstock* ist das Gewölbe am höchsten. Es fällt dann von 1911 m. Scheitelhöhe des Gault rasch gegen O N O ab, auf 1290 m. (*Kurhaus Stoss*). Es folgt der schräge Durchbruch durch das Muottathal und jenseits die Fortsetzung in der *Fallenfluh* (Profil 3). Hier sieht man eines jener einfachen ganz erhaltenen Gewölbe vor sich, wie man sie in manchen Querklusen des Jura beobachtet. Aus der Mulde von „*Hinter-Iberg*“ steigen dicht nach der Brücke an der Muottathalerstrasse die Schrattenkalkschichten in gewaltigen Platten senkrecht oder etwas nördlich überliegend in die Höhe und biegen dann oben in prachtvoller Kurve um. Der Gault bedeckt vielfach noch den breiten Rücken der 1190 m. hohen *Fallenfluh*. Bei *Kaltenbrunnen* und *Altenberg* stösst unser schönes Gewölbe ganz so vor den Klippen der *Schienstöcke* ab, wie die Gibel-falte vor der *Rothe Fluh*. Indessen wie das Schichtgewölbe bei *Wagen* im Sihlthal die dynamische Fortsetzung des Gibelgewölbes nordöstlich der Jura-klippen zu sein scheint, so macht nach Gestalt und Lage das Schichtgewölbe, unter dem *Roggenstock*, das von *Twinge* nach *Weglosen* im mittleren Sihlarm aufgeschlossen ist und weiter unter dem „*Biet*“ fortsetzt, durchaus den Eindruck einer östlichen Fortsetzung der *Fallenfluh*falte.

6) Die Furkelenpassmulde trennt den *Frohmalpstock* vom *Hauserstock* (Profil 2 und Taf. III, Fig. 3) gerade so, wie sie östlich des Urnersee den *Niederbauen* vom *Oberbauenstock* scheidet. Selbst in diesen kleineren Faltungen und in diesen hohen Theilen sind die Gehänge beiderseits des Urnersees durchaus Spiegelbilder von einander, d. h. die Falten setzen über das Querthal ungestört fort — das Querthal muss erst nach Vollendung dieser Falten durch die Erosion herausgeschnitten worden sein. Wäre das Querthal in seiner ersten Anlage eine dynamische Gebirgsbildungsspalte, so müssten die beiderseits liegenden Gebirgsmassen als sofort mechanisch getrennt sich selbstständig, jeder nach seinen Cohäsionsverhältnissen, d. h. ohne Zweifel verschieden gefaltet haben. Eine solche, selbst bis ins Kleine gehende Harmonie in der Faltung beiderseits des Querthales, wie wir sie hier finden, ist nur bei völligem Zusammenhang während des ganzen Gebirgsfaltungsprozesses möglich. Oft verändern auf 5 bis 10 Kilometer Länge bei ununterbrochener Erhaltung diese Kreidefalten ihre Gestalt mehr, als hier von der linken zur rechten Thalwand des Urnersees (Taf. III, Fig. 3).

Die Umkrümmung unserer wenig tiefen kleinen Mulde am Furkelenpass zwischen Frohmalpstock und Hauserstock (Profil 2) ist vom See aus sehr gut zu sehen. Die Mulde steht ebenfalls schief, ihre Axialebene fällt nach SSO ein. Sie bildet dann das kleine Hochthälchen gegen das *Kurhaus Stoss* hinaus. Seewerkalkfetzen und sogar Wangschichten erfüllen die Mulde. Wie die einfassenden Gewölbe, so sinkt auch sie gegen ONO tiefer hinab (Profil 3) und wird dann schief vom Muottathal durchschnitten. Bei *Ried* im Muottathal erreicht der Schrattenkalk gerade den Thalboden, aus seiner Muldensohle treten beiderseits gewaltige Quellen hervor, und auf der Nordseite des Thales stürzt ein Wasserfall über seine Wände herab, während oben auf Gault und Seewerkalk das äusserst malerische Dörfchen *Illgau* in der Syncline liegt. Die Mulde von *Illgau* ist weiter nördlich mit Wangschiefen, eocänen Foraminiferenschiefen und Flysch erfüllt. Am oberen Rande, nahe ausserhalb unseres Kartenblattes, folgen einige abgetragene Melaphyrdurchbrüche durch den Flyschschiefer, die nach ihrer Form als Durchschnitte von cylindrischen Schloten erscheinen.

7) Das nördlich überliegende Gewölbe des Hauserstockes bildet westlich des Sees den Oberbauen. Vom Hauserstock, dessen Gipfel aus Seewerkalk besteht, sinkt es östlich (Profil 3) und ist neben *Illgau* nur noch als kleine Nebenfalte (Profil 4) zu erkennen.

8) Die Klingenstockkette entspricht einem der Regel entgegen südlich überliegenden Gewölbe. Der Grat vom *Frohmalpstock* gegen Osten schneidet die Falten schief und ist an seinen verschiedenen Punkten aus verschiedenen Stücken der unter den Nummern 5, 6, 7 und 8 aufgeführten Faltenzüge zusammengesetzt. Wie westlich im Gebiete von *Brisen* und *Schwal-mis* die Schichten südlich in die Höhe steigen, so geschieht dies auch hier am *Klingenstock*, *Hengst* und *Planggstock*. Auf dem Seewerkalk folgen Wangschichten, die einen grossen Theil des Grates bilden. Der Grat zeigt an einigen Stellen, z. B. über dem Dörfchen *Ricmenstalden*, bedenkliche Risse, welche zu Felsstürzen gegen Süden führen müssen. Ueber die prachtvollen Blitzspuren, die ich hier gefunden habe, vergl. (140). Die Nummulitenkalke sind zurückgewittert, sie liegen im Gebiete der Alpweiden am nördlichen Abhang. Zwischen *Klingenstock* *Planggstock* ist Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk viel schwächer als gewöhnlich ausgebildet. Ueber dem Dorfe *Muottathal* folgt nördlich der Muotta die Fortsetzung dieser Zone (Profil 4). Sie erstreckt sich bis über *Forstberg* und *Drusberg* hinaus, stets die steil abgebrochenen Schichtenköpfe gegen Südenweisend. Die Haupthöhe der Wand wird aus Neocomien gebildet, nur den obersten Gesimsen folgen die höheren Kreideschichten, und eine kurze Strecke weit (Nordrand von Blatt XIV) sogar Wangschichten und eocäne Schiefer. Hier oben an den Felsbändern der *Heuberge* in den oberen Nischen der Lauinenzüge sieht man an einigen Stellen deutlich eine schwache spitzwinklige Discordanz zwischen Seewerkalk und aufliegenden Mergelschiefern; die ersteren Schichten sind schief abgeschnitten, die letzteren laufen der Contactfläche parallel. Am genannten Grat der „*Heuberge*“, nördlich ob dem Dorfe *Muottathal*, folgen über dem Seewerkalk flyschartige Schiefer mit Foraminiferen, darüber kalkig-kieselige Bänke. Das Fallen beträgt 35° N N W. Die Bildung ist noch zu den Wangschichten zu zählen. Dann folgt am Nordabhang Nummulitensandstein, ächter Flyschschiefer mit Foraminiferen und endlich, nördlich von „*Frauenmatt*“,

dicht ausserhalb der Grenze unseres Blattes erscheinen mitten im Flyschschiefer einige kleine Stöcke von rothem und grünem Malaphyr (im Blatt IX nicht eingetragen).

Am Fusse der Felswand, oberhalb Dorf *Muottathal* bis gegen den *Pragel*, ist leider die Grenzregion zwischen dem Neocom unserer Kette Nr. 8 und dem Eocän der südlichen Mulde fast immer durch mächtige Schutthalden verdeckt. An einer einzigen Stelle, südlich über Dorf *Muottathal*, in der Nähe der Häuser von *Frutt* und von da noch an einigen Punkten gegen den *Katzenzägel* hinauf ist auch der verkehrte Mittelschenkel der südlich überliegenden Falte zu beobachten. Er ist stark reducirt und nicht selten auf den Schichtflächen mit Rutschstreifen in der Fallrichtung versehen.

Wir finden hier folgendes Profil von stets 20 bis 35° nach N N W fallenden Schichten (Profil 3):

Schrattenkalk des *Plangstockes*, darunter:

Mächtiger Complex von Neocomschichten, die „*drei Engel*“ bildend, darunter:

Schrattenkalk, ohne bezeichnende Petrefacten, bildet die „*Weisswand*“ und keilt sich allmählig gegen Westen aus. Deutet eine Doppelung des Gewölbes (Profil 3) an.

Mächtiger Complex von Neocomschichten mit *Exogyra Couloni*.

2 bis 10 m. ächter Schrattenkalk mit *Requienien*.

1/2 m. Gault, Grünsand mit grauen Kalkconcretionen, mit *Inoceramus concentricus* und mit *Turrilites Bergeri*.

1 bis 3 m. ächter typischer Seewerkalk.

Grünsand mit Nummuliten.

Eocäne Thonschiefer, darin eingeschnitten der vom *Katzenzägel* gegen *Frutt* gehende Bach.

Kalke und Mergel mit Nummuliten, circa 35° Nordfall mit circa 15° nordfallendem Clivage.

Seewerkalk circa 20 m., aufsteigend gegen *Rothbalm*.

Gault.

Schrattenkalk von *Rothbalm*.

Vom nördlichen Grat bis zur Thaltiefe ist also die Schichtfolge verkehrt, südlich ansteigend hingegen wieder normal. Der Bachgrund wird gebildet durch den Kern dieser schief nördlich einfallenden isoklinalen Mulde.

Unten am Fuss der Berge längs dem See kann man nicht alle die Faltenwellen auseinander lesen, die an den Gräten und Gipfeln so klar entwickelt sind. So verschmelzen am See unten die unter Nr. 5, 6 7 und 8 beschriebenen Gestalten. Sie erscheinen nur als untergeordnete Falten, als die Wellengipfel über einem gemeinsamen Gewölbekern, der aus steil gestellten Schichten der unteren Kreide besteht und dicht südlich von Sissikon noch die Grenzsichten von Jura und Kreide enthält.¹⁾

9) Die nummulitische Riemenstalden-Pragelmulde. Soeben haben wir oben, unter Nr. 8, schon ein Profil derselben gegeben. Von Sissikon durch das *Riemenstalderthal* über *Katzenzägel*, Dorf *Muottathal*, *Pragelpass*, *Richisau* bis zur *Deyenalp* am *Wiggis* habe ich auf eine Erstreckung von etwa 35 Kilometer Länge fast ohne jede Unterbrechung eine der gewöhnlichen Regel entgegen nördlich einfallende Muldenzone aus Nummulitenkalk verfolgt, die früher nur an wenigen Stellen bekannt war. Durchweg fällt sie mit Thallinien zusammen, die freilich orographisch von untergeordneter Bedeutung und wiederholt von Passsätteln unterbrochen sind. Die Querthäler sind auch in dieser Region die Hauptthäler. Westlich

¹⁾ Herr Prof. Dr. Mayer-Eymar gab bei Gelegenheit der Sitzung der schweiz. naturforschenden Gesellschaft, in St. Gallen, 1879, folgendes Profil der steil S fallenden (also verkehrten) Schichtfolge von Sissikon nördlich an der Axenstrasse vorschreitend:

1. 20 bis 30 m. hellgraue Kalke mit *Ter. diphyia*, *Am. Senex Lorioli*.
 2. 5 m. Balfriesschiefer mit *Aptychen*.
 3. 15 m. schwarze Mergelkalke mit *Ter. janitor* in zahlreichen Exemplaren bei Sissikon und am Ausgang des Riemenstalderthales (Portlandien).
 4. 11 m. Berrias-Schichten (marines Purbeckien).
 5. 40 m. Unteres Valengien.
 6. 300 m. Kieselkalk, mittleres Valengien mit *Pygurus rostratus*.
 7. 30 m. Oberes Valengien.
 8. 45 m. Unteres Neocomien.
 9. Schichten der *Exogyra Couloni* und *Ostraea rectangularis*, dann folgt der Schrattenkalk.
- Herr U. Stutz fand hier zuerst *Ter. diphyia* mit vielen anderen Petrefacten; er hat diese Region stratigraphisch sehr eingehend studirt. Darüber Näheres (86) S. 470—477.

des Urnersees lässt sich unsere Nummulitenzone oberhalb Dorf *Bauen* hinter der *Furketen* durch in ihrer Fortsetzung verfolgen (Taf. III, Fig. 3). Durchweg fallen die Schichten dieser Synclinal-Zone nördlich unter das unter 8 angeführte, nach Süden überliegende Gewölbe ein.

Der Reichthum an Nummuliten ist in den Umgebungen des Dorfes *Sissikon* ein ungewöhnlicher. In der Dorfbachschlucht, hinauf gegen die *Kemletenkapelle*, finden wir Bänke mit 70—80° Fall N N W, in welchen die Nummuliten 6—8 cm. Durchmesser und 1/2 cm. Dicke erlangen. Ostræiden; Pecten, Seeigel (*Conoclypus*) sind in manchen Lagern beigemengt.

Südlich unserer Muldenzone folgt die ausserordentlich complicirte Kreidekette, welche die *Axenkette*, *Wasserberg*, *Silbern* und den *Glärnisch* bildet.

Der Nordflügel der Mulde, zugleich als Mittelschenkel der Falte, die wir unter Nr. 8 angeführt haben, ist durchweg stark reducirt, oft ganz zerdrückt, oft der Beobachtung durch die Schutthalden am Fusse des nördlichen Steilhanges verborgen. Bei *Sissikon* konnte ich die Grenze zwischen Neocommergel oder Diphyakalken und Eocän nicht genau feststellen, da die obere Kreide hier völlig fehlt und die sehr oft petrefactenleeren Neocommergel oder Diphyamergel Eocänschiefern petrographisch oft ganz gleich sind. Dass hier Neocom und Eocän direct zusammenstossen, d. h. die Falte zur Faltenverwerfung oder zum „Wechsel“ geworden ist, ist indessen sicher, indem man gegen Norden im Mergelschiefer auf Bänke mit *Exogyra Couloni*, 200—500 m. weiter südlich aber auf Kalkbänke mit prachtvollen Nummuliten trifft. Auch an der südlichen Flanke ist der normal aufsteigende Muldenschenkel oft unvollständig. Bei *Sissikon* z. B. stossen die Nummulitenkalke vielfach direct an den Schrattenkalk an. An der Axenstrasse unmittelbar vor dem ersten Tunnel S von *Sissikon* (Profil 2 und Tafel III, Fig. 2) sieht man deutlich, dass diese Berührung von Nummulitenkalk und Schrattenkalk keine alte Transgression ist. Die Nummulitenkalkbänke, sowie die Schrattenkalkbänke selbst sind gegenseitig verstellt und verschoben, die Verschiebungsflächen, sowie zum Theil die Schichtflächen sind mit starken Rutschstreifen versehen. An der Grenzfläche gegen den Schrattenkalk stossen nicht nur einzelne Nummulitenbänke, sondern sogar Schrattenkalkbänke schief ab, andere Nummulitenbänke liegen parallel dem nahezu senkrechten Schratten-

kalk. Die ganze Grenzfläche am Schrattenkalk ist geglättet und gestreift und bildet manchmal sogar eine klaffende Spalte. Es handelt sich somit hier um Grenzdislocationen, die jünger als beide sich berührenden Ablagerungen sind. Die Schichten sind zerrissen und aneinander nachträglich verschoben worden. Schichten, welche ursprünglich sich nicht berührt haben, sind auf Rutschflächen in Contact gerathen. Die gleichen Erscheinungen, hie und da sogar ein völliges Ineinanderkneten und keilförmiges Ineinandergreifen von Schrattenkalk und Nummulitenkalk an ihrer Grenze am Südrand der Mulde, halten durch das *Riemenstaldenthal* an bis nahe zur Passhöhe des *Katzenzagsels*. Manchmal sind sie viel wirrer als an der Strasse S. von Sissikon. An einigen Stellen ist aber auch noch ein Fetzen obere Kreide dazwischen geblieben. Von der *Katzenzagsel*-Passhöhe an, wo südlich unter den Nummuliten regelmässig Seewerkalk, Gault und dann erst Schrattenkalk aufsteigen (Profil 2), hören die kleinen Contactunregelmässigkeiten auf. Fortan: bei *Frutt*, über den *Pragel* durch *Richisau* und nach der *Deyenalp* hin, steigt stets die Kreide unter der Nummulitenmulde in der vollen Ausbildung, wie sie überhaupt diesen Regionen entspricht, südlich in die Höhe.

Auf Blatt IX ist irrthümlich die *Pragel-Richisauer* Zone als Neocom bezeichnet, obschon sie die schönsten Nummulitenkalke und Nummulitengrünsande fast ohne Unterbruch verfolgen lässt. Es ist völlig sicher, dass die Nummulitenzone nirgends unterbrochen ist und vom *Vierwaldstättersee* bis *Deyenalp* im Klönggebiet auf 35 Kilometer Länge ohne Unterbruch als ausgeprägte Synclinalzone besteht. Vollständige Schichtfolge der Kreide beiderseits der eocänen Mulde habe ich aber nur von *Frutt* gegen *Katzenzagsel* hinauf gefunden (das oben unter Nr. 8 gegebene Profil).

Im Ganzen ist nach diesen Beobachtungen klar, dass das Zusammenstossen von Neocom und Diphyakalken mit Eocän dicht nördlich hinter Dorf *Sissikon* und ferner an der nördlichen Thalseite des *Riemenstaldenthales* durchaus nicht als eine einfache Verwerfung mit einem Verticalstrich im Profil dargestellt werden darf. Je höher hinauf wir den nummulitischen Muldenzug des *Riemenstaldenthales* verfolgen, desto eher stossen wir auf Reste eines reducirten verkehrten Faltenschenkels auf der Nordseite und auf Reste eines reducirten bis schliesslich vollständigen normal

geordneten Faltenschenkels auf der Südseite der Nummulitenzone. Dass in solchen Mittelschenkeln mit verkehrter Schichtfolge oft einzelne Schichten durch Zerreißen gänzlich ausbleiben, ist eine ganz selbstverständliche Erscheinung. Es ergeben sich daraus Verschiebungen, Faltenverwerfungen, aber keine reinen Verwerfungen. Der grosse gemeinsame neocomische Gewölbekern zwischen der Morschachermulde (Nr. 4) und der Sissikonermulde (Nr. 9), Profil 2, der den hier unten verschmolzenen Gewölbekernen von Frohnalpstock (5), Hauserstock (7) und Klingenstockkette (8) entspricht, ist unten zusammengedrückt und legt sich nach oben dreitheilig fächerig auseinander, so dass er eine Art antiklinales Fächersystem (aufrechte zusammengesetzte Fächerstructur (145) S. 83, Fig. 106) bildet.

10) Die Axen-Glärnischkette stellt nicht eine einzelne Falte der Kreideschichten dar, sondern einen ganzen dicht zusammengedrängten Faltencomplex. Die sonderbarsten Dislocationsgestalten treten uns hier entgegen. Durch *Baltzer* sind am *Glärnisch*, durch mich sodann an der *Silbern*, am *Wasserberg* und an der *Axenkette* eine Menge der sonderbarsten Profile und tektonischen Thatsachen vollständig sicher dargethan worden. Es steht fest, dass wir es mit einem System übereinander liegender und zum Theil ineinander eingewickelter flach liegender Falten zu thun haben. Allein dennoch ist es noch nicht möglich, die einzelnen Theile dieses Faltensystemes durchweg ohne Unterbruch zu verfolgen, so dass man sagen könnte: Diesem bestimmten Muldenkern am *Glärnisch* entspricht dieser bestimmte an der *Silbern* und jener am *grossen Axen*. Wenn auch eine detaillirte Untersuchung an Hand einer Karte, die alles Bisherige übertreffen würde, einige neue solche Parallelen ziehen liesse, so genügen die natürlichen Einschnitte doch nicht zur völligen Klarlegung. Die Masse der *Silbern* ist zu breit und zusammenhängend, ihr Absturz gegen das Bisithal zu sehr bewaldet und zu schwierig zu begehen, die *Axenkette* zwischen *Axen* und *Miststock* zu geschlossen, um genügenden Einblick in diese verwickelten Structures zu gewinnen. Dass aber die gleichen Verwicklungen, die *Baltzer* am *Glärnisch* gefunden hat, in die *Silbern* fortsetzen und schliesslich nach allerlei allmäligen Gestaltmodifikationen in das *Axenprofil* übergehen, wird nach unserer kurzen Einzeldarstellung für Jedermann einleuchtend dargethan

sein. Ich beginne diesmal die Besprechung im Osten, weil ich dort an das früher Festgestellte anknüpfen kann.

10 a) Der Glärnisch. *Baltzer* hat im oberen Theil des Glärnisch schon im Jahre 1871 zu seiner und *Escher's* Ueberraschung gefunden, dass in flacher Lagerung dieselben Kreideschichten sich mehrfach übereinander wiederholen, bald durch jüngere, bald durch ältere Schichtencomplexe von einander getrennt. In den tieferen östlichen Theilen des gewaltigen Berges, am *Vorderglärnisch*, zeigte sich etwas Aehnliches für Dogger und Malm. Unter Dogger folgt wieder Malm, dann nochmals Dogger und nochmals Malm, und zur guten Letze zu unterst als Basis der ganzen Schichtenlast Nummulitenkalk! *Baltzer* hat mit Recht auf mehrere übereinander gelegte Gewölbe geschlossen. Von Umbiegungen ist am *Glärnisch* nur wenig zu finden. *Baltzer* musste sich desshalb denken, die Umbiegungen haben ausserhalb des Körpers des jetzt noch vorhandenen Glärnischstockes gelegen und seien durch Thalbildung und Verwitterung verschwunden. Ohne die Umbiegungen war es aber bei der flachen Schichtlage sachlich unmöglich, zu entscheiden, ob der Zusammenhang der Art war, dass die Mulden sich nach Süden öffnen und die Gewölbe nach Süden übergelegt sind, oder ob sich die Mulden nach Norden öffnen und somit die Gewölbe nördlich übergelegt sind und ihre Scheitel auf der Nordseite haben. Im ersteren Falle müssten die Muldenumbiegungen auf der Nordseite, die Gewölbe auf der Südseite des Glärnisch gedacht werden, im letzteren Falle umgekehrt. *Baltzer* hat in seinen Profilen das Erstere angenommen.

10 b) Die Silbern, ein System nördlich überliegender Falten. Die Untersuchung der *Silbern* bestätigt nun *Baltzer's* Resultate am *Glärnisch*, indem sie zeigt, dass auch hier thatsächlich mehrere liegende Falten übereinander geschoben sind. Bei den liegenden Falten der *Silbern* sind aber vielfach, zum Theil ausgezeichnet schön sichtbar, die Umbiegungen noch erhalten. Die *Silbern* entspricht nicht nur einer etwas tieferen, weniger hoch gestauten Fortsetzung des *Glärnisch*, sondern ihre Masse ist breiter erhalten, sie entspricht auch noch den Flanken jener Gebirgsmasse, welche einst über dem Klönsee nördlich des Glärnisch gestanden haben und durch die Thalbildung weggenommen worden sind. So können wir denn (Profil Nr. 7)

am Nordgehänge der *Silbern* beobachten, wie die Nummulitenbildung in das liegende Falten-system hineingreift, wie deren Schichtmassen südlich endigen und südlich von Kreideschichten umbogen sind, wie das Neocom nach Norden liegende Gewölbe bildet etc. Die *Silbern* beweist also, dass wir es mit nach Norden übergelegten Falten zu thun haben, und somit nicht die von *Baltzer* gewählte Verbindung am *Glärnisch*, sondern die andere, nach seinen Beobachtungen genau eben so zulässige, der Wirklichkeit entspricht, Profil Nr. 8. Die *Silbern*, die Fortsetzung des *Glärnisch*, ist wie dieser eine Schaar nördlich flach übergelegter Falten der Kreidebildungen.

Die ganze Silbernmassse besteht eigentlich aus drei tektonisch verschiedenen, aber zu einem Ganzen zusammengeschweissten Faltenzonen:

α) Bei *Richisau* und von da einige Kilometer weit gegen den *Pragelpass* hinein sieht man unter dem Eocän südlich die Kreide in normaler Schichtfolge zu einem aufrecht stehenden Gewölbe sich erheben, so dass man versucht sein könnte, in dem Silbernstock zunächst blos ein einziges breites Kreidegewölbe zu vermuthen. Dieses erste stehende Gewölbe bildet aber nur das nördliche Widerlager. Schon am *Pragel* taucht es als verborgenes Fundament unter die Eocänmassen. Von *Stürzenegg* bis gegen Dorf *Muottathal* ist der allgemeine Schichtenbau dieses stehenden Sockelgewölbes wieder zu erkennen.

β) Südlich von dem ersten stehenden Gewölbe wurzeln auf steigender Basis eine Anzahl von Falten, welche, an das stehende Gewölbe angedrängt, als ein ganzes Faltenpaket flach sich auf dasselbe nördlich hinüber gelegt haben, so dass ihre Schenkel ganz flach liegen.

γ) Im südlichen Streifen der Silbernmassse folgen einige Falten mit vorherrschend verticaler Stellung ihrer Schenkel (*Rätschthalgebiet*).

Wenn man an dem nordöstlichen Grate vom *Klönthal* auf die Silbernhöhe steigt, so trifft man den Gault, meistens bloss 1 bis 6 m. mächtig, volle 9 Mal flach übereinander liegend, bald durch Seewerkalk, bald durch Schrattenkalk getrennt. Die Schichtreihe: Schrattenkalk-Gault-Seewerkalk, ist hier 5 Mal in normaler und damit abwechselnd 4 Mal in verkehrter Reihenfolge über sich selbst gelegt. Die am weitesten ausgreifende liegende Falte ist diejenige (Profil 7), deren Gewölbeschenkel den Silberngipfel

bildet und deren Muldenkern, aus einem Schichtenpaket von 1 bis wenigen Metern Nummulitenkalk und Nummulitengrünsand bestehend, an der Silbernostwand längs des Silberalpweges volle 1200 m. weit horizontal südlich hineingreift. Die Nummulitenbildung ist überlagert vom Seewerkalk des Mittelschenkels und unterteuft vom Seewerkalk des Muldenschenkels. Beide Seewerkalkschenkel bilden eine spitze liegende Mulde, welche im Querprofil horizontal gemessen 2 Kilometer weit erhalten ist (Tafel III, Fig. 1). Ueber der liegenden Mulde von Eocän und Seewerkalk kommt Schrattenkalk und dann als Gewölbekern petrefactenreiches Neocom mit prachtvoller liegender scharfer Gewölbebiegung. Steigt man vom *Aelpeli* nach dem Silberngipfel, so kann man diese Umbiegung ohne Unterbruch sehen. Bei so weit ausholenden liegenden Falten ist es selbstverständlich, dass oft die Mittelschenkel zerreißen und die Falten in Faltenverwerfungen übergehen. Der Seewerkalk über den Nummuliten ist meistens kaum $\frac{1}{3}$ so mächtig wie derjenige darunter. Das Gewölbeneocom scheert sich vom Neocom der normalen Unterlage ab. Diese ausgezeichnete liegende Falte und Faltenverwerfung ist, so genau und sorgfältig als möglich, auf Tafel III, Fig. 1 nach der Natur gezeichnet. Sie ist wohl eines der am schönsten und vollständigsten direct zu beobachtenden Beispiele grosser liegender Falten überhaupt, und ist besonders allen Denjenigen zur Beachtung zu empfehlen, welche die Faltenverwerfungen noch stets für ein Phantasiegebilde halten.

In dem schmalen Thälchen, das von der Silbernhöhe nach Norden geht, befindet sich eine kleine ausgezeichnete horizontale Transversalverschiebung („Blatt“), vergl. Karte, Blatt XIV. Sie läuft S—N. Der östliche Theil erscheint um einige hundert Meter gegenüber dem westlichen nach Norden vorgeschoben oder vielleicht auch etwas abgesunken. Seewerkalk stösst an Schrattenkalk, Gault an Nummulitenkalk. Die Grenzfläche ist haarscharf. An einer Stelle, wo ich die Kluft auffand, konnte ich kaum die Messerklinge hineinstossen; östlich meines Messers war ein zur Hälfte abgescheerter Nummulit, auf der anderen Seite stiess daran ein Turrilit. Im Bau der *Silbern* ist aber dieser Bruch eine ganz untergeordnete Erscheinung.

Die Silbernfalten wie die Glärnischfalten sinken gegen Osten allmählig tiefer. Der breite Rücken der Silbern ist berühmt durch seine kahlen weit-

hin „weiss wie Silber“ schimmernden Karrenfelder, die nur von den dunkeln bemoosten oder berasten Gaultstreifen unterbrochen sind. Die Schafweiden der *Silberalp* gehören ausschliesslich dem Neocomien an. Am Nordrand längs des *Pragelpassweges* bis an das Dorf *Muottathal* hin gibt es zahlreiche Stellen, wo die verschiedenen Stufen der Kreidebildungen sich mehrfach und nicht selten in verkehrter Reihe über einander wiederholen — bald liegen sie flach, bald steiler einfallend, bald machen sie Umbiegungen. Endlich zieht sich eine steil nördlich fallende Muldenzone von Seewerkalk in die Spitze zwischen dem vom *Pragel* kommenden *Starzlenbach* und der *Bisimuotta* hinaus. Im Gault ist dort eine tiefe Schlucht, von einer Naturbrücke überdeckt, durch eine grosse periodische Quelle ausgehöhlt. Bei niedrigem Quellenstand kann man von dort in Schrattenkalkhöhlen viele Kilometer weit östlich in den Berg vordringen. Auf der südlichen Seite von *Döbeli* (Karte XIV), aus der *Balm*, bricht aus dem westlichsten Schrattenkalkausläufer des Silbernmassives eine dauernde gewaltige Quelle von 1–3 m³ Wasser per Secunde hervor. Soweit Steilheit und Bewaldung die Beobachtung zulassen, kommen an dem westlichen Absturz des Silbernplateau (*Bödmeren*) ebenfalls liegende Wiederholungen der Kreidestufen vor. Petrefactenfundstellen sind für alle Kreidestufen im Silbernstock nicht selten. Auf dem breiten Rücken der Silbern und Bödmern wechseln Schrattenkalk, Gault, Seewerkalk und hie und da Neocom bunt miteinander ab. Auch hier sieht man an manchen Stellen normale, an andern verkehrte Schichtfolge, auch hier vorherrschend flache, hie und da steilere Stellung der Schichten. Auch hier treten stellenweise kleine Brüche mit Verschiebungen von untergeordneter Bedeutung auf, so dass z. B. zwischen *Ober-Bödmeren* (1655 m.) und *Roggenstöckli* geschleppt-umgekrümmter Seewerkalk direct an Schrattenkalk abstösst oder an anderer Stelle in Form eines schmalen „Grabens“ zwischen zwei Schrattenkalkmassen eingesenkt ist. Allein die Aufschlüsse bleiben alle in der äusseren Rinde des Berges, sie gehen nicht tief genug, um den inneren Faltenbau genau feststellen zu lassen. Während wir am Ostrand der Silbern ein ziemlich exactes und vollständiges Bild der Silbernfalten gewinnen konnten (Profil 7 und Tafel III, Fig. 1), ist unser Profil Nr. 5 bei *Bödmeren* ganz unzureichend, indem es jedenfalls viel zu einfach ist. Im allgemeinen Faltentypus entspricht aber der

Westtheil des Silberstockes dem Osttheile. Nur eine sehr detaillirte Untersuchung auf Grund einer Karte in viel grösserem Massstabe vermöchte hier unsere Einsicht einigermassen zu vermehren.

Der Südrand des Silberstockes wird, wie bereits erwähnt, durch einige schmale aufrechtstehende geradlinige Nebenfalten gebildet. In langen Rippen ragen die Schrattenkalkplatten des *Kratzerengrates* empor. Eine schmale Zone von Schrattenkalk, vom Glärnisch herkommend, bildet einige Zähne des Quergrates vom *Grieselt* (*böser Faulen* und *Gassenstockgrat*) und zieht dann über den Sattel zwischen dem jurassischen *Pfannenstock* und dem *Kratzerengrat* durch das *Rätschthal* hinaus und in's *Bisithal* hinab. Am *Thorloch* zwischen *Rätschthal* und *Thoralp* ist eine gewaltige Kerbe herausgebrochen; wie enorme Pfeiler ragen die Schrattenkalkplatten beiderseits in die Höhe, während man unter denselben über die steilen Bänke von *Ostræa Couloni* emporsteigt. Durch eine schmale, aber deutlich doppelte Neocomzone getrennt, folgt nördlich ein zweites Schrattenkalkkriff. Im Hintergrund der *Dreckloch alp* beginnend, ist dasselbe über *Gemsloch* durch das *Melchthälchen* hinaus wiederum bis in's *Bisithal* hinab zu verfolgen. Gegen Westen geht die fast verticale Stellung der Schichten mehr und mehr in Nordfallen über, das nun in der Fortsetzung der betreffenden Streifen mit einer geringen Ausnahme an der Südseite der *Wasserbergfirst* schon am *Wasserberg* und dann am oberen Theil der *Axenkette* mit 30—40° anhält. Dadurch verschwindet hier der Gegensatz, welcher im Gipfelgebiet der *Silbern* zwischen den südlichen Gräthen der Steilfalten und dem flachen Plateau der liegenden Falten besteht. Am Südabhang des *Rätschthales* steigt Neocom steil auf, das dann in Balfrieschiefer (Tithon) übergeht und den Rand der Kreidezonen gegen die Jura-zonen bildet. Fast überall im Grenzgebiet von Kreide und Jura beobachtet man zwischen dunkeln Mergelkalken eingeschlossen eine oder einige hell anwitternde Kalkbänke. Dieselben ziehen vom Hintergrunde des Thales von *Richisau* am Fusse der nördlichen neocomischen Steilwand über den Pragerpass. Sie erscheinen vom *Glärnisch* herüberstreichend am *Gassenstock*, ziehen unter dem *Faulen* durch quer über das *Braunälpele* am Nordrand des *Pfannenstockes* vorbei in das *Rätschthal* zuerst stets überkippt, also mit steilem Südfallen, das sich dann allmähig im *Rätschthal* in Verticalstellung und in Nord-

fallen kehrt. Wir finden dieselben Bänke wiederum hinter dem Wasserberg, und, schon aus der Ferne sich zeichnend, besonders deutlich durch die *Seenalp* am Fusse der Steilwände von *Lidernen* und *Faulen*. Ich habe keine Petrefacten darin gefunden und weiss nicht, ob diese Kalke zum Tithon oder noch in die Kreide gestellt werden sollen.

10 c) Der Wasserberg bringt in seiner äusseren Gestalt das allgemeine Nordfallen der Schichten zum deutlichen Ausdruck. Die nördlichen liegenden Falten der *Silbern* scheinen zu secundären untergeordneten Faltungen zusammengeschrumpft, die Steilfalten des südlichen Silbernrandes hingegen sind mit den flachen Mittelfalten zu einer allgemeinen schiefen Schichtlage mehr und mehr verschmolzen und als Falten offenbar tiefer und weiter ausholend geworden. Wenn man von Norden auf den *Wasserberg* steigt, so findet man zuerst an seinem Fusse ein sanftes kleines Schrattenkalkgewölbe bei *Fugglen*, das deutlich auch jenseits der *Bisimutta* im Ausläufer der Silbermasse (*Sügebalm*) erscheint. Dann folgt aufwärtssteigend ein mehrfacher Wechsel von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk in bald normaler, bald verkehrter Reihenfolge mit flachem oder gar südlichem Schichtfall, während doch im Ganzen diese Kreidebildungen gegen Süden stark aufsteigen. An der Westwand des *Wasserberges* kann man leicht sehen, wie dies südliche Ansteigen bei horizontaler Schichtlage durch kleinere zickzackförmige Faltungen zu Stande kommt (Profil 4). Im südlichen Theil des *Wasserberges* und an seinem gewaltigen Kamme herrscht Neocomien vor. Die Ostwand des *Wasserberges* ist ziemlich genau das Spiegelbild von dem durch das *Bisithal* davon getrennten Westabsturz der *Bödmeren*. Trotz zahlreicher und zum Theil sehr ergiebiger Petrefactenfundstellen am *Wasserberg* bleibt aber Manches noch unsicher. Fest steht (Profil 4), dass südlich des Grates hoch oben im Neocom ein muldenförmiger Streifen von Schrattenkalk eingelagert ist, und dass westlich im *Kinzigthal*, oberhalb *Liptisbühl*, aus dem Thalgrunde eine oben gewölbeförmig umgebogene Masse von Schrattenkalk aufsteigt, die gänzlich in Neocom eingebettet und oben von Neocom umhüllt und abgeschlossen ist. Das ist ein tektonisches Gewölbe, dessen aus der Tiefe aufsteigender Kern aber aus den jüngeren statt älteren Schichten besteht. Die Erscheinung ist sowohl am Gehänge des *Wasserberges*, als gegen-

über am Abschnitt der *Axenkette* unter dem *Miststock* zu sehen. An dieser Stelle bleibt es zunächst fraglich, ob wir es mit einem abgequetschten Muldenkern von Schrätkalk im Neocom oder mit einer zum Gewölbe umgewälzten und auf den Kopf gestellten Mulde zu thun haben, oder ob am Ende gar an dieser Stelle die als Schrätkalk bezeichneten Schichten nur eine locale schrätkalkähnliche Facies des Neocom oder Valengien sind. Würden wir uns nicht in einer Zone ausserordentlich verwickelter Faltungen befinden, und würde ich nicht den Bau des *Grossen Axen* kennen, so hätte ich vielleicht mich der letzteren Annahme zugewendet; denn ganz zweifellose, specifisch dem Schrätkalk angehörige Petrefacten habe ich hier nicht gefunden.

10 d) Der östliche Theil der *Axenkette* ist, soweit man ihn beobachten kann, scheinbar ziemlich einfach gebildet und entspricht in der Hauptsache bloss einem Monoclinalkamm aus Kreidebildungen mit Schichtfallen nach N. Die Hauptmasse ist Neocom und Valengien, unter dessen Schichtköpfen Tithon und Malm hervortreten. Der Gipfel von *Faulen*, *Rosstock*, *Hagelstock*, *Diepen*, *Rophainen* besteht aus Neocom und Valengien, die hier wohl 600 m. stark auftreten. Auf der Nordseite ist überall der Schrätkalk stark entwickelt. Bald reicht er in hellfarbigen Lappen gegen den Grat hinauf und bildet so den *Miststock*, *Lidernen* oder *Kaiserstock*, *Hundsstock*, *Dubistock*, bald ist sein Rand tiefer hinab eingekerbt, so dass darüber in oberen Thalnissen grüne Alpweiden in Neocomkesseln liegen (*Lidernenalp*, *Spielalalp*, *Stock*, *Alpeten*).

Im östlichsten Theil sind auch Gault und Seewerkalk vorhanden. Sie bilden die Gipfel der *Achselstücke*, des *Miststocks* etc. Sieht man indessen genauer zu, so gewahrt man auch hier noch gewissermassen die obersten Wellengipfel tieferer Complicationen, die im Innern der Kette verborgen sein müssen. An der sogenannten *Achsel* (Profil 3) ist eine kleinere nördlich überliegende Falte sehr deutlich zu erkennen. Am Ostabhang der *Achsel* finden sich dieselben Abwechslungen von Schrätkalk und Neocom wie am Westabhang des *Wasserberges*. Diese Uebereinstimmung beiderseits des *Kinzigthales* beweist, dass es sich dabei nicht um scheinbare Wiederholungen durch äussere Absenkungen, sondern um den durchgehenden inneren Bau der Kette handelt. Wenn wir irgendwo vom Grate gegen die *Seenalp* hinabklettern, so treffen

wir nicht nur einmal, sogar stellenweise zweimal auf zwischenliegende Schichtpakete, die von Schrattenkalk nicht unterschieden werden können (Profil 3). Es ist das die ganz gleiche Erscheinung, wie wir sie mit gleicher Schichtlage am Südgehänge des *Wasserberges* oder mit steilerer Schichtlage im *Rätschthalgebiete* finden, wir stehen eben in der fortgesetzten Zone mit Wechsel von Valengien, Neocomien und Schrattenkalk an der Südwand des *Glärnisch*. Allein die Aufschlüsse genügen nicht, aus diesen Streifen einen klaren, sicheren Vers zur Faltung zu machen. Sie reichen nur aus, um uns zu zeigen, dass Complicationen vom Typus des *Glärnisch* und der *Silbern* auch hier im Innern der Kette vorhanden sind.

10 e) Die gefaltete Falte am Axen. Der *Grosse Axen* (Taf. III, Fig. 2) lässt uns tiefer schauen. Hier ist die *Axenkette* durch das Urnerseethal von ihren 2000 bis 2500 m. hohen Gipfeln herab eingeschnitten bis auf 230 m. Meerhöhe, und bis auf 437 m., d. h. auf das Niveau des Sees hinab, ist der natürliche Querschnitt uns zur Beobachtung offen. Da werden wir gewahr, dass das Innere der Kette sehr verwickelt gebaut ist.

Im September 1882 habe ich zunächst das Schichtenprofil längs der Strasse festzustellen versucht, dann bin ich von der Strasse hinab- und hinaufgeklettert. Hernach habe ich bei guten Beleuchtungen das ganze Gehänge vom gegenüberliegenden Ufer studirt, und endlich bin ich nochmals auf und ab, kreuz und quer daran herumgestiegen. Ich bin hier gezwungen, auf die Arbeit des Herrn U. Stutz (126) hinzuweisen. Herr Stutz hat mit grosser Ausdauer eine Menge von Petrefacten des Valengien, Neocomien und Schrattenkalk gesammelt. Das Gebiet ist thatsächlich reich an guten Petrefactenfundorten. Manche derselben besuche ich fast alljährlich mit meinen Studirenden. Das Profil aber, welches Herr Stutz über den tektonischen Bau aufstellt, ist ganz irrthümlich. Es entspricht bloß dem, was man an der Strasse sieht, und ist von hier aus, seinen Theorien entsprechend, hypothetisch ergänzt. Wenn Herr Stutz auch unter die Strasse hinabgeklettert wäre, oder auch unten am Ufer im Kahne das Profil aufgenommen, und ferner, wenn er auch einige 100 Meter über die Strasse hinaufgestiegen wäre, so hätte er trotz seiner Theorien über Gebirgsbildung ein wesentlich anderes Bild über den Bau dieser Kette gewonnen. Wir müssen auf seine Ansicht später zurückkommen.

Südlich *Sissikon* treffen wir zuerst auf den Nummulitenkalk der unter Nr. 9 beschriebenen Mulde. Der Schrattenkalk des ersten und zweiten Strassentunnels südlich von *Sissikon*, an welchem die Nummulitenschichten mit Rutschflächen abstossen, steigt in verticalen Schichtplatten aus dem Seegrunde auf und biegt dann in der Höhe gegen Süden über, ohne indessen an dieser Stelle die Gratlinie der Axenkette ganz zu erreichen. Der Schrattenkalk ist hier fast durchweg petrefactenreich. Am Nordeingang des nördlicheren Tunnels fand ich Radioliten. Zwischen beiden Tunnels finden sich besonders petrefactenreiche Schichten, aus denen ich gesammelt habe:

<i>Panopaea neocomiensis</i>	<i>Terebratula sella</i>
<i>Panopaea plicata</i>	„ <i>acuta</i>
<i>Pholadomya elongata</i>	„ <i>Moutoni</i> ?
<i>Ostraea harpa</i>	<i>Heteraster oblongus</i>
<i>Rhynchonella Gibbsi</i>	<i>Orbitulina lenticularis</i> .

Herr *Stutz* hat auch hier noch eine ganze Anzahl weiterer Arten gesammelt. An der Strasse fallen beim ersten Tunnel die Schichten mit 85°, am zweiten Tunnel mit 60° Nord. Die Gesamtmächtigkeit des Schrattenkalkes beträgt hier ungefähr 275 m. Eine etwa 3 m. dicke Austerbank schliesst den Schrattenkalk nach Süden ab. Nun folgen Bänke mit *Exogyra Couloni*, *Panopaea lata*, *Ostraea aquila*, *Terebratula Pilati*, *Terebrat. Moutoni*. Das Neocomien, bis über die Tellerplatte hinausreichend, hat hier eine Mächtigkeit von wohl 1000 m. Knollig mergelige Bänke mit *Exogyra Couloni*, *Ostraea rectangularis* und *Terebratula tamarindus* erscheinen dabei wenigstens zweimal, ebenso gewaltige klüftige Bankcomplexe von glauconitischer Echinodermenbreccie mit *Toxaster*, und andererseits sandige glauconitfreie Echinodermenbreccie mit Kieselknollen. Die Veränderlichkeit innerhalb des gleichen Schichtencomplexes in paläontologischer und petrographischer Beziehung ist indessen zu gross, als dass ich für die ganze Neocommasse die Wiederholungen der Schichten im Einzelnen völlig hätte sicher stellen können. Dass hier aber das Neocomien inclusive Valengien, nicht einfach liegt, scheint mir sicher zu sein.

Bei der *Tellerplatte* wird die Schichtlage des Neocomien verworren, dann flach und wieder steiler. Wir folgen dem Profil weiter und treffen südlich vorschreitend:

α. An der vorspringendsten Bergecke der Strasse, südlich der *Tellenplatte*, schiefriges Neocom mit *Exogyra Couloni* und darüber, durch eine scharfe horizontale Verschiebungskluft mit Rutschstreifen abgetrennt, braune Echinodermenbreccie des Neocom. In geringer Tiefe unter der Strasse sind die Exogyraschiefer nach unten abermals durch eine scharfe, auffallend markirte, horizontale Rutschfläche abgegrenzt gegen eine tiefer folgende mächtige und mit dieser Grenzfläche nicht parallele, gebogen geschichtete Schrattenkalkmasse (Taf. III, Fig. 2). Der Schrattenkalk enthält unter der Strasse eine Masse von Requienien und Nerinaeen.

β. Nun, bei der einspringenden Ecke in der Bucht, steigt der Schrattenkalk über die Strasse hinauf. Hier an der Strasse selbst ist er stark zu linsenförmigen, oft nur wenige Meter dicken Partien zusammengedrückt, doch nicht ganz unterbrochen. Er steigt so unter dem Neocom südlich in die Höhe. Beiderseits ist er vielfach von zu Rutschflächen gewordenen Schichtfugen begrenzt.

γ. Die nun folgende Bergnische wird durch braune eocäne Mergelschiefer und schöne Nummulitenkalksteine gefüllt. Auf ihr liegt das sogenannte *Axenmattli*, eine kleine Wiese mit Scheune.

δ. Schrattenkalk mit Nerinaeen und Requienien, circa 30° nordfallend, quersplitterig am Vorsprunge südlich der Eocänbucht.

ε. Die Grenzfläche des Schrattenkalkes gegen das nun folgende unterliegende Neocom ist abermals eine Rutschfläche, welche nicht genau den Schichten folgt. Mit einer alten Transgression ist sie nicht zu verwechseln, denn bald werden die Schichten des Neocom, bald diejenigen des Schrattenkalkes von der Grenzurutschfläche schief abgeschnitten. An der Grenze im Neocom *Terebratula Moutoni*, *Exogyra Couloni*, *Rhynchonella Gibbsii*.

η. Es folgt die grosse Masse des eng gefalteten Neocomien mit *Ter. tamarindus*, *Ter. Moutoni*, *Aptychus Mortilleti*, *Exogyra Couloni* etc. etc. Diese engen Falten gehören zu den am leichtesten zu beobachtenden Fältelungssystemen. Jeder Laie staunt sie an. Baltzer hat in seinem „Glärnisch“ eine Abbildung davon gegeben und auch an anderen Orten sind sie in der Literatur berücksichtigt worden (79).

ζ. Auf Neocom folgt an der *Stutzegg* plötzlich Flysch, der nun die Berggehänge bis ins Schächenthal bildet. Auf den Jura, der oben zurückbleibt und nicht an den See hinabsteigt, kommen wir später zu sprechen.

Es ist nun völlig deutlich, dass wir nach dem Profil an der Axenstrasse, von Norden kommend mit stetem Nordfall der Schichten, zuerst die verkehrte Reihenfolge Neocom, Schrattenkalk, Eocän, dann die normale Eocän, Schrattenkalk, Neocom treffen — wobei nur zu bemerken ist, dass die Grenzen der Schichtengruppen, besonders zwischen Neocom und Schrattenkalk, häufig etwas abnormale, auf Verschiebungen an den Schichtfugen hinweisende Gestaltung haben. Man wird nun zunächst an nichts Anderes denken, als dass der Nummulitenkalk hier eine eng gedrückte Mulde darstelle, und dass wir dieselbe, ähnlich wie am *Vitznauerstock* und der *Rigihochfluh*, sich oben gegen den Grat hinaus öffnend finden werden.

Um diese Eocänmulde in höherem Niveau zu finden, stieg ich gegen den *Buggisgrat* und oben quer über die Wände, die sich vom *Axenmattli* erheben. Allein anstatt Eocän zu finden, blieb ich stets im Neocom. Ich konnte auf den Echinodermenkalken mit *Toxaster* und ferner völlig zusammenhängend auf den Mergeln, welche reich an *Exogyra Couloni* sind, von der *Tellsplatte* weg nördlich hinaufsteigen, fand diese Schichten oben, senkrecht über dem Eocän des *Axenmattli* flach liegend, und südlich des *Axenmattli* wieder zur Tiefe gehend. Die vermeintliche Eocänmulde ist also oben zusammenhängend von Neocom überwölbt, und Neocom bildet höher das ganze Gehänge bis auf den Gipfelgrat hinauf!

Bei der ganzen Untersuchung des Axenbergprofils standen stets so viele Petrefacten zu Gebote, und zudem erwies sich der petrographische Charakter der einzelnen Bildungen so constant, dass die Altersunterscheidungen der Schichtengruppen mit vollster Sicherheit möglich sind.

Nun fuhr ich bei guter Beleuchtung in der Streichrichtung des Eocänen hinaus in den See und konnte hier sehr klar zu meinem grössten Erstaunen sehen, wie ohne jeden Unterbruch in zusammenhängendem schönem Bogen die Nummulitenbildung des *Axenmattli* oben vollständig überwölbt und umhüllt wird vom Schrattenkalk und dieser von dem Neocom. Das Bild (Taf. III, Fig. 2), welches dies zeigt, ist von mir am 8. September 1882 von einer Stelle am Westufer

des See's etwa eine Stunde über *Isleten* gezeichnet worden. Ich stand vor der erstaunlichen Thatsache einer kräftigen schiefen Isoklinalfalte, deren Gewölbekern aber aus den jüngsten statt aus den ältesten Schichten gebildet wird! Es galt nun, alle mögliche Kritik gegen diese Beobachtung und mehr noch auf ihre Deutung anzuwenden. Vor Allem hatte ich zu prüfen, ob dieses Eocän und dieser Schrattenkalk vielleicht nur äusserlich angelagert, möglicherweise von höher oben heruntergerutscht seien. In dieser Beziehung ist hervorzuheben:

α. Die Schichtfugen von Neocom, Schrattenkalk und Eocän und besonders die Grenzflächen dieser Bildungen haben überall das normale Streichen der Kette, sie deuten nirgends eine mehr äusserlich angelagerte Schuppe an, sondern setzen alle mit unverändertem Streichen und Fallen bergewärts fort. Es ist dies um so klarer zu sehen, als die Abrisswände meistens sehr steil sind und oft die höheren Schichten über die tieferen Gehänge dachförmig vorragende Gesimse bilden. Das Eocän selbst liegt in einer Bergnisché, während es umgekehrt eine vorspringende Partie bilden sollte, wenn es aussen angelagert wäre.

β. Es gelang mir, über dem Axenmattli ohne Unterbruch auf der Grenze des Eocänen, an der inneren gewölbeförmig gebogenen Fläche des Schrattenkalkes, entlang zu klettern, und dabei ergab sich, dass thatsächlich ohne Unterbruch das Eocän oben von Schrattenkalk überwölbt wird und die beiden an der Strasse zu beobachtenden Schrattenkalkschenkel durch dies Gewölbe verbunden sind.

γ. Im grossen Axentunnel der Gotthardbahn traf ich, bevor derselbe ausgemauert war, von der Aussenfläche etwa 100 bis 200 m. weit horizontal bergewärts gemessen, genau das gleiche Profil im fortgesetzten Streichen. Hier wurde der eocäne Gewölbekern durchstoßen. Seine Grenzflächen gegen den Schrattenkalk beiderseits streichen hier wie aussen d. h. östlich in die Axenkette hinein. An diese Stelle könnte Eocän unmöglich mehr durch äussere Anlagerung gekommen sein.

δ. Bei der schon früher hervorgehobenen Gleichheit der Faltung beider Seiten des Urnerseethales war zu erwarten, dass diese sonderbare Lagerung auch am linken Seeufer zu finden sei. Thatsächlich stehen in der fortgesetzten

Streichrichtung des *Axenmattli* an der Mündung des *Isenthal* rechts des Baches die Nummulitenkalke fast vertical gestellt an, nördlich davon ist der Schrattenkalk wie an der Axenstrasse sehr reducirt, stellenweise ganz zerdrückt. Dann folgt sehr petrefactenreiches Neocom. Südlich der steil nordfallenden Nummulitenbildung folgt Schrattenkalk und dann wieder petrefactenreiches Neocom. Die gewölbeförmige Ueberdeckung der Nummuliten durch Kreidebildungen ist am linken Seeufer nicht so klar zu sehen, weil gerade das Thal dicht nördlich neben dieser Gewölbelinie eingeschnitten ist. Während wir am Axen durch die eingewickelte Eocänmasse nur einen steilen Querschnitt blossgedeckt sehen, können wir im untern Theil des *Isenthal* nach steilem Aufstieg flach $1\frac{1}{2}$ Kilometer lang auf dem Rücken des Nummulitenkernes im Streichen gehen. Hier kann also von einem äusserlich abgesunkenen Gebirgsstück gar nicht die Rede sein, die Nummulitenbildung streicht in der Tiefe zwischen beiderseits höheren, vorherrschend aus Neocom gebildeten Kreidebergen in die Gebirgsmasse hinein. Ob vielleicht die Biegung am Kulm die höher hinauf gestiegene Kreideumhüllung des Eocän darstellt, war mir wegen schlechter Witterung damals nicht zu entscheiden möglich. Der Schichtenbau bei *Isleten* ist durchaus entsprechend demjenigen am *Grossen Axen*, der Unterschied liegt in der ganz anderen Art der Entblössung durch Thalbildung und Verwitterung (Tafel III, Fig. 3).

ε. Gegen Osten finden wir einen etwas tieferen Schnitt durch die fortgesetzte Axenkette im *Kinzigthal* zwischen *Miststock* und *Wasserberg* und im *Bisithal* zwischen *Wasserberg* und *Silbermassiv*. Wir haben schon darauf hingewiesen, dass hier ähnliche Dinge, wenn auch nicht so klar wie am *Grossen Axen*, zu sehen sind: Ein südlich überliegendes Schrattenkalkgewölbe mit oben deutlicher Schichtumbiegung, oben gänzlich von Neocom umhüllt, taucht aus dem Thalboden hervor. Die Verwicklung des *Grossen Axen* zieht also auch noch über 12 Kilometer weiter östlich im Kern der Axenkette weiter.

Diese Beobachtungen beweisen, dass die Lagerungsabnormitäten am *Grossen Axen* ein tiefer Zug in der inneren Tektonik der Axenkette sind und nicht bloss durch locale äussere Absenkungen erklärt werden können.

Wir müssen dem sonderbaren Ding noch einen Namen geben. Jüngere Schichten sind von älteren umgeben und beiderseits in symmetrischer Reihe

begleitet: Das ist der Charakter einer Mulde oder Synklinale. Allein die Mulde hat die äussere Gestalt eines Gewölbes, sie ist auf den Kopf gestellt, sie ist vollständig umgekehrt. Wir haben eine zum Gewölbe gekehrte Mulde. Ein solches Verhältniss könnte dadurch zu Stande kommen, dass nach Ausbildung einer tiefgreifenden, isoklinalen, vielleicht (wie an der Silbern) liegenden Mulde der Faltungsprozess noch weiter geht. Er erfasst die Schichtenpakete der beiden Schenkel abermals und behandelt sie wie einen noch nicht gefalteten, einfachen Schichtencomplex: Die Falte wird nochmals gefaltet, ihr tiefer Muldenkern wird heraufgebogen und gewissermassen eingewickelt in die älteren Schichten. Wir haben hier am *Grossen Axen* denjenigen Fall von gefalteter Falte vor uns, der durch Wiederfaltung einer Mulde zu Stande kommt (145, Seite 62).

Es entsteht nun noch die Frage, ob der nicht umgedrehte, sich nach oben öffnende Theil dieser eingewickelten Mulde nördlich oder südlich des *Axenmattli* zu suchen ist, d. h. ob das Eocän des *Axenmattli* mit demjenigen von *Sissikon* oder von *Flüelen-Schächenthal* in directerem Zusammenhang in der Tiefe steht. Im letzteren Falle erschiene unser zum Gewölbe gekehrter Muldenkern als aufgebogener Muldenscheitel des Nordflügels der Glarner Doppelfalte. Im ersteren hingegen, den wir aus den nachfolgenden Gründen für wahrscheinlicher halten, ist er der tiefste Theil der Riemenstalden-Pragel-Mulde. Es kommen in dieser Richtung folgende Gesichtspunkte in Betracht:

α. Für Verbindung der Mulde mit dem Eocän des *Schächenthales*, d. h. dafür, dass das Eocän des *Grossen Axen* das heraufgebogene Muldenende des nördlichen Flügels der Glarner-Doppelfalte sei, scheint die Umkehr des Neocom unter den grossen Strassentunnel am *Grossen Axen* aus steilem Nordfall in flaches Südfallen zu sprechen. Indessen müssen wir nicht vergessen, dass wir hier in einer Region sind, wo zickzackförmiges Hin und Her der Schichten sich vielfach wiederholt und nicht aus einer Umbiegung auch auf den weiteren Schichtverlauf in der Tiefe geschlossen werden kann.

β. Für Verbindung des Eocän am *Grossen Axen* mit demjenigen bei *Sissikon* spricht die petrographische Aehnlichkeit der Nummulitenbildung an diesen beiden Stellen, während das südliche Eocän vorwiegend aus Flysch-

conglomeraten, Sandsteinen und Thonschiefern mit nur sehr spärlichen Nummulitenbänken besteht.

γ. Zwischen dem Hotel zur *Tellenplatte* und der grossen Ecke am *Axen*, sowie am Seeufer beobachtet man mehrfach ganz flache Schichtlage im Neocom, wie sie vorkommen muss, wenn wir uns hier der zur Mulde gedrehten Umbiegung des Neocomgewölbes nähern.

δ. Fährt man am *linken* Seeufer im kleinen Schiff von *Bauen* dem Felsen entlang nach *Isleten*, so beobachtet man diese flachwellige Schichtlage, entsprechend der Tellsplattenregion gelegen, durchweg. Hier aber taucht das Neocom nicht überall bis in den See hinab; die Gesamtlage der Falte scheint etwas höher zu sein: unter dem Neocom erscheint flach gelagerter Schrattenkalk am Ufer, und unter demselben findet man an mehreren Stellen braune Kalksteine, die durchaus wie Nummulitenkalk aussehen (Taf. III, Fig. 3). Deutliche Nummuliten habe ich nicht finden können. Der Schrattenkalk sinkt nördlich etwas ein und biegt dann vor *Bauen* auf in die gewaltige aufsteigende Wand, welche derjenigen der beiden Strassentunnels südlich von *Sissikon* entspricht. Nun liegt die Stelle, wo unter flachem Neocom flacher Schrattenkalk und darunter Nummulitenkalk (?) erscheint, zwischen *Bauen* und *Isleten*, welche ihrerseits *Sissikon* resp. *Axenmattli* entsprechen. Hier also haben wir nicht nur die umgekehrte Mulde, sondern auch das umgekehrte Gewölbe der gefalteten Falte eben noch über Wasser sichtbar. Dadurch ist der Zusammenhang des Schrattenkalks und Eocäns vom *Axenmattli* mit dem nördlichen fast direct dargethan.

ε. Die liegenden und auch zum Theil nochmals gefalteten Falten des *Glärnisch* und der *Silbern* öffnen ihre Mulden gegen Norden. Die *Axenkette* ist die Fortsetzung dieses Faltencomplexes. Eine Wendung in der Richtung der Faltung ist im Zwischenstück der Kette nicht zu finden. Es ist deshalb abermals wahrscheinlich, dass unsere Eocänmulde des *Axenmattli* nach Norden sich öffnend verbunden gedacht werden muss.

Aus diesen Gründen habe ich auch in dem Profil 2 diese letztere Art des Zusammenhanges angedeutet.

Der eocäne Gewölbekern am *Axenmattli* ist somit wahrscheinlich der tiefste Theil der nummulitischen Riemenstalden-Pragel-Mulde.

Es ist bis jetzt wohl kein Fall von wiedergefalteter Falte bekannt, der so schön zu beobachten ist, wie der *Grosse Axen*. Wer denselben studiren will, thut am besten, wenn er zuerst das Profil der Axenstrasse entlang begeht und hernach bei Nachmittagsbeleuchtung das Gehänge des Grossen Axen vom See aus betrachtet. Er wird sich überzeugen, es handelt sich da nicht um Theorien, sondern die gewaltige, zum Gewölbe umgedrehte Mulde im Inneren der Axenkette ist eine Thatsache, der wir unsere Theorien anzupassen haben. Ich darf noch erwähnen, dass ich im August 1883 das Glück hatte, eine grosse Zahl der bedeutendsten Fachgenossen aus der Schweiz, aus Deutschland, Oesterreich, Frankreich und England hierher zu führen. Leider war die Witterung nicht ganz günstig. Manche der Herren konnten sich vollständig von der Richtigkeit meiner Auffassung überzeugen, die anderen gaben zu, dass das, was sie selbst beobachten konnten, auch keiner anderen Erklärung zu rufen vermochte (Excursionsprotokoll 120).

Glärnisch-Silbern-Wasserberg-Axenkette erweist sich somit als eine Zone vorherrschend cretacischer Gesteine von enormer tektonischer Complication, wo liegende Falten über einander geschoben oder die Falte nochmals gefaltet ist. Ein vollständigeres und genaueres Verfolgen jedes kleineren Fältchens durch den ganzen Kettenzug dürfte nur theilweise an Hand ganz detaillirter Karten in einem Massstabe von wenigstens 1:10,000 gelingen. Der 1:50,000 genügt hiefür nicht. Sind die gewonnenen Resultate auch nicht vollständig, so sind sie doch merkwürdig genug, um dieser wunderbaren Bergkette, welche selbst von Escher nur sehr wenig begangen worden war, Beachtung zu verschaffen. Wer sich in wenigen Tagen ein Bild von diesen Erscheinungen machen will, wird am besten thun, wenn er den Ostabhang der *Silbern* und das Westende der *Axenkette* untersucht.

Ich habe hier am Schlusse unserer Darstellung der Lagerungsverhältnisse dieser Kette noch zu gedenken der „Geologischen Beschreibung der Axenstrasse“ von *U. Stutz* (126). Wir treffen in dieser Publication auf eine grosse Menge sorgfältiger Beobachtungen über die Schichtfolge und besonders

die Petrefacten der verschiedenen Kreideschichten. Dies bildet eine wesentliche Ergänzung meiner in dieser Hinsicht sehr kurzen und unvollständigen Untersuchung. Ich suchte immer nur da und nur so lange Petrefacten, bis ich über das Alter der vorliegenden Stufe nicht mehr im Zweifel sein konnte. Herr *Stutz* ist viel weiter gegangen. Für vollständig verfehlt aber halte ich den tektonischen Theil der Arbeit des Herrn *Stutz*; er hält die Terrassen von *Morschach* und *Axenbergl* für abgesunkene Stücke von *Frohnalpl* und *Axenkette* und das Riemenstaldenthal für eine Verwerfungslinie. Diese Auffassung ist aus folgenden Gründen unmöglich richtig:

1. Der aufsteigende Schrägkalkschenkel beim *Grossen Schilt* (Profil 2 von *Stutz*), müsste am Diphynkalk und Kieselkalk des *Frohnalpstockes* als einzelner herabgesunkener Fetzen unvermittelt abstossen. So nimmt es Hr. *Stutz* an. Thatsächlich aber sticht er mit Streichen nach N O durch und erscheint wieder nordöstlich nach Neocomschuttbedeckung bei der unteren *Weissfluh*, dann an der nördlichen Rippe unter *Stoss* und als Nordabfall der *Fallenfluh*.

2. Die Erscheinung müsste genau so nur hier bei *Morschach* vorhanden sein, wenn *Stutz* Recht hätte; allein genau das Gleiche trifft in fortgesetzter Streichrichtung westlich des See's zu. Der steile Schichtschenkel des Schrägkalkes beim *Grossen Schilt* erscheint wieder südlich des *Seelisbergersee's* und von da gegen *Enmatten*. Auch hier finden wir das abgerutscht sein sollende Bergstück wiederum nicht bloss an einem äusseren Vorsprung, sondern mit den Ketten hineinstreichend.

3. Genau das Gleiche gilt von dem Schichtgewölbe von *Axenstein*. Es kann nicht vom *Frohnalpstock* abgesunken sein, denn es streicht östlich in die *Gibelfluh* weiter, der *Frohnalpstock* aber seinerseits setzt sich in der *Fallenfluh* fort.

4. Westlich finden wir im *Seelisberg-Sonnenberg*gewölbe die Fortsetzung des *Axensteingewölbes*, im *Niederbauenstock* die Fortsetzung des *Frohnalpstockgewölbes*, wodurch erwiesen ist, dass auch dieses Gewölbe von *Axenstein* nördlich neben und unter der *Frohnalpl-Bauenstockkette* als regelmässige Falte durchstreicht, aber nicht bloss ein abgesunkenes Stück sein kann.

5. Das an der Axenstrasse selbst von Herrn *Stutz* an seinem abgesunkenen Gebirgsstück beobachtete und in seiner Figur Nr. 1 dargestellte Profil ist in folgenden Punkten unrichtig:

a) Auf *Ostraea Couloni*, südlich der *Tellsplatte*, folgen nicht gleich Nummuliten, sondern erst Schrattenkalk. Derselbe ist an der Strasse fast zerdrückt, gleich unter der Strasse aber, wohin nach obiger Figur Hr. *Stutz* nicht gegangen, ist er gut entwickelt, reich an Caprotinen und Nerinaen, und ebenso ist er höher über der Strasse wieder voller ausgebildet. Hr. *Stutz* hat hier den Schrattenkalk übersehen.

b) Die Schichten dieses von ihm als „Verrutschtes Terrain“ bezeichneten Bergtheiles streichen nicht parallel oben frei aus, wie es Hr. *Stutz* zeichnet, sondern sie biegen flach als vollständiges geschlossenes Gewölbe um, der Art, dass die Nummulitenschichten im Kern des Gewölbes bleiben. Dies ist leicht zu sehen, freilich nicht von der Strasse aus. Wenn der *Axenberg* ein abgesunkenes Stück sein würde, so müsste es von einer scharfen Eocänmulde mit gleichzeitiger vollständiger Umdrehung herabgesunken sein. Eine solche ist aber am rückliegenden Berge nicht vorhanden. Das Profil des *Axenberges* ist nicht eine Wiederholung eines höher am Grate der *Axenkette* vorkommenden Profiles, wie Hr. *Stutz* es annimmt.

c) Selbst Hr. *Stutz* betheiligt ganz richtig in dem abgesunkenen Stücke noch Neocom concordant über Nummuliten, was aber oben am Grate, von welchem sich das Stück abgetrennt haben soll, nirgends sich findet und überhaupt für seine Auffassung ein unlösbares Räthsel bildet.

6. Bleiben wir aber auch da nicht an der Scholle kleben, so sehen wir eben, wie weiter oben dargethan worden ist, diese gleiche eingewinkelte umgekehrte und deshalb gewölbeförmige Eocänmulde auch in Spuren östlich und sehr gut erkennbar westlich weiter streichen. Die nach Hrn. *Stutz*'s Profilen scheinbar sehr einfache Erklärung für das Aufhören des Juraalkalkes unten durch die Verhüllung durch das abgesunkene Stück trifft leider auch nicht zu, wie man sofort erkennt, wenn man sich auch auf die andere Seite des See's wendet.

7. Wenn man unten bei *Sissikon* die Schichtfolge studirt, so liegt es sehr nahe, an eine Verwerfung zwischen Eocän und Schichten der *Terebratula diphya* zu denken, obschon man eine solche nicht direct findet. Steigt man aber bis gegen den *Katzenzägel* und auf die Muottathalseite hinüber, so trifft man dort nördlich unter die *Hauserstock-Klingenstockkette* einfallend eine

reducirte verkehrte Schichtfolge, die eben tiefer hinein zerrissen und ausgequetscht ist. Es handelt sich da ohne Zweifel um eine bedeutende Verschiebung, aber nicht eine solche nach Art der reinen Verwerfungen, die man mit einem Verticalstriche in ein Profil einträgt, sondern um einen auseinandergerissenen verkehrten Mittelschenkel einer Falte, um eine Faltenverwerfung.

Niemals wird in diesen Dingen eine richtige Auffassung möglich sein, wenn man eine Erklärung versucht für das nur unmittelbar vor uns liegende Bergstücklein; man muss sich vergleichend beiderseits in der fortgesetzten Streichrichtung umsehen. Mit aufrichtiger Bewunderung betrachte ich stets die schon 1842 (17) publicirten Profile beider Seiten des Querthales von *Amsteg bis Arth* von Dr. *Lusser*. Ohne vorgefasste Theorien ist hier das Wesentlichste, die Faltung, mit genialem Beobachterblick und in absoluter Selbständigkeit schon vor einem halben Jahrhundert durchschaut worden. *Lusser* hat im Besondern das Verhältniss zwischen dem Schrattenkalk oben am *Frohnalpstock* und demjenigen beim *Grossen Schilt* und unter *Axenstein* im Gegensatz zu *Stutz* vollständig richtig erfasst und — nur etwas verschoben — richtig dargestellt; ebenso die Fortsetzung der gleichen Gestalten drüben am *Seelisberg*. Dass im Einzelnen noch allerlei Irrthümer unterlaufen sind, ist wohl verständlich. Meines Wissens aber sind *Lusser's* Profile von 1842 die ältesten zusammenhängenden Profile, welche den Faltenbau der Kalk-Alpen darlegen.

Eine, freilich unvollständigere Darstellung und Beschreibung haben die Kreidefalten am Urnersee schon im Jahre 1716 durch den Zürcher Naturforscher *Joh. Jak. Scheuchzer* in seiner „Natur-Histori des Schweitzerlandes, erster Theil“, erhalten. Hier ist der Falten in den Alpen wohl zum ersten Male in einem wissenschaftlichen Werke Erwähnung gethan, und *Scheuchzer's* Abbildungen der Falten beiderseits des Urnersee's, sind wohl die ältesten Abbildungen von Gebirgsfalten überhaupt. Wir haben desshalb das Motto zu diesem Abschnitt dem Werke dieses genialen Vorkämpfers in der Gebirgsforschung entnommen.

B. Das Hochgebirgskalkgebiet beiderseits des Bisithales.

1. Die Denudationen des Dogger und Lias. Von der *Glärnisch-Axenkette* bis an den *Klausenpass* erstreckt sich eine weite Bergregion aus vorherrschend Hochgebirgskalk von der bekannten Tiefmeerfacies gebildet. Oestlich gegen das *Linththal* bricht der Malm in kahlen steilen Wänden ab, unter welchen dann der Dogger die Terrasse der *Brächalp*, der Lias diejenige der *Braunwaldberge* bildet. Die ausgedehnte Malmplatte, reich an typischen Karrenfeldern (*Karrenalp*, *Stollen*), ist an mehreren Stellen durchlöchert, so dass darunter Dogger und sogar Lias erscheinen:

a) Einen Aufschluss für die tieferen Juraschichten bildet das *Braunälpele* zwischen *Faulen* und *Pfannstock* (auf der Karte fälschlich als „Brunnialp“ bezeichnet). Hier ist der Schiltkalk in röthlicher Facies mit massenhaften planulaten Ammoniten aufgeschlossen. Darunter folgt, kaum 0,3 bis stellenweise 1 Meter stark, aber sehr petrefactenreich der Eisenoolith. Ob die Schichten im Kerne dieser Entblössung noch dem Dogger oder schon dem Lias angehören, konnte ich nicht entscheiden, das Letztere scheint mir wahrscheinlicher.

b) Bei *Rohbützli* oder *Rabützli* (Profil 5) im Gebiete der *Karrenalp* treffen wir auf eine grosse trichterförmige Vertiefung im Malm, gewissermassen ein gewaltiges Karrenloch, in welchem Schiltkalk, Eisenoolith und noch etwas Doggerechinodermenbreccie entblösst sind. Auch hier zahlreiche Petrefacten, wie der Stern in der Karte angibt. (Im Druck der Karte ist hier leider die Doggerfarbe vergessen worden.)

c) Im *Bisithale* folgt ein Aufschluss in Dogger und Lias von grossen Dimensionen. Der ganze obere Theil des *Bisithales* bis hinauf zur *Ruosalp* ist in Dogger und Lias ausgewaschen. Am Rande, wo unter dem durchlässigen splittrigen Hochgebirgskalk die thonigeren Gesteine (Schiltkalk, oder tiefer Opalinusschiefer) hervortreten, erscheinen eine Menge gewaltiger Quellen, deren Sammelgebiet die Karrenflächen des Hochgebirgskalkes sind. Am *Ruoskulmpass* noch ist der Malmkalk und der Dogger weggewittert, die Passhöhe besteht aus Lias. Südlich derselben fand ich vor vielen Jahren sehr gut erhaltene Exemplare von *Ammonites raricostatus*.

Der Lias im Bisithalgebiete ist von ungewöhnlicher Mächtigkeit, er erreicht über 200 m. und besteht aus Belemniten führenden sandigen Kalksteinen, Quarziten und Kieselkalken. An mehreren Stellen im Grunde des *Bisithales* fand ich Bruchstücke von Quartenschiefer, und endlich etwas thalwärts der Brücke ob *Schwarzenbach*, bei 1020 m., links der Muotta im Walde anstehend und nahezu horizontal gelagert Quartenschiefer und etwas Röthidolomit (leider in der Karte, Blatt XIV, und in den Profilen nicht angemerkt, weil erst nach Druck derselben, im Jahre 1885, entdeckt). Das *Bisithal* schneidet somit stellenweise bis an den Grund der Jurabildungen hinab.

d) Der Hintergrund des *Kinzigthales* (Profil 4) mit der Alp *Wängi* ist in Lias, die *Kinzeralp* in stellenweise sehr petrefactenreichen Dogger gebettet, aber über den *Kinzigpass* selbst ist noch eine Malmbrücke geblieben, welche den Scheidegrat von *Muottathal* und *Schächenthal* bildet.

Dieses gesammte Juragebiet weist eine Anzahl prachtvoller, wenn auch nicht gerade grosser Falten auf, welche alle mehr oder weniger nach Norden übergelegt sind, wie es ja hier die Regel ist:

2. Die Faulen-Pfannstockfalte ist im *Braunälpele* zu beobachten (Profil 7, *Pfannstock*). Geht man von der *Drecklochalp* nach *Braunälpele*, so sieht man links wie rechts die Hochgebirgskalkplatten in erstaunlich kühnem Schwunge in die Höhe steigen und oben flach umbiegen. Der böse *Faulen*, 2804 m., und der *Pfannstockgipfel* sind Scheitelpunkte dieses Gewölbes. Die Kernschichten des Gewölbes sind enge secundär und tertiär gefältelt und dicht südlich ist das Gewölbe durch eine eng eingedrückte Mulde begrenzt. Beim *Rabützli*, sowie da, wo im *Bisithal* beim *Schwarzenbach* zuerst der Dogger auftaucht, befinden wir uns in der Fortsetzung des *Faulen-Pfannstockgewölbes* und sehen dort das Gewölbe in ganz ähnlicher Gestalt. Gegen *Wängi* im *Kinzigthal* hingegen verliert es seine prägnante Form. Der Gewölbescheitel in den Schiltkalken liegt am *Faulen* bei 2300 m., am *Pfannstock* bei 2230 m., im *Rabützli* ist er schon auf 1770 und im *Bisithal* auf 1400 m. hinabgesunken. Nördlich gegen die Kreideketten ist dieses Juragewölbe von einer Zone von tithonischen Gesteinen begleitet. Besonders mächtig treten die Balfrissschiefer am Südabhang des *Rätschthal* auf. Der Nordflügel des Gewölbes

steigt tief unter der Kreide herauf, der Südflügel hingegen fällt nur wenig und zieht dann fast horizontal südlich weiter.

3. Bald folgt weiter südlich eine abermalige steile Aufbiegung der Schichten mit theilweiser Ueberkippung, dann eine dritte und vierte. Diese schönen nördlich überliegenden Falten sind nicht von grossen Dimensionen, sie bringen aber ein treppenförmiges Aufsteigen der Jurabildungen gegen Süden zu Stande. An den Gehängen des *Bisithales* und im hintersten Theil des *Kinzigthales* kann man sie des Deutlichsten verfolgen (Profile 4 und 5). Ueberall herrscht dabei der unbedingtste Parallelismus zwischen allen verschiedenen Schichten des Jura-systemes; namentlich macht der Hochgebirgskalk von seiner untersten bis zur obersten Schicht genau alle Biegungen des Dogger mit.

4. Sehr complicirt wird der Faltenbau in der Kette von Kirchberg (Thurm) und Ortstock, welch erstere in die complicirte Gruppe der *Schächenthaler Windgälle*, die letztere in die *Märenberge* und in den *Glatten* fortstreichen. Die schönen Biegungen am *Ortstock* und der *Schächenthaler Windgälle* habe ich schon in 79, Atlas Taf. XIII, Fig. 7 und 8, abgebildet. Der kleine Massstab der Profile Nr. 4, 5 und 7 gibt nur ein schwaches Bild davon. An manchen Stellen, und zwar gerade am *Thurm* und *Ortstock*, sind die schwarzen Balfriesschiefer noch mitgefaltet, die Schichten manchmal in complicirtester Weise ineinander hineingewickelt. Es wäre eine recht schwierige und manche gefährliche Kletterei erfordernde Specialuntersuchung, die Falten der *Ortstockkette* genau im Einzelnen nach Gestalt und Verlauf zu verfolgen.

Am Absturz gegen den *Urnerboden* ist der Hochgebirgskalk ziemlich gerade in der Streichrichtung in einer sehr steilen, von verticalen Auswitterungsfurchen „orgelpfeifenartig“ cannelirten Wand abgebrochen, so dass man hier von den Falten nichts sieht; während der Dogger und Lias in Coulissen vorspringen, an welchen die schönsten Biegungen Jedermann in die Augen springen. Nur eine ganz oberflächliche Betrachtung aus der Tiefe vom *Urnerboden* aus kann zu der irrigen Behauptung von *Vacek* führen, Lias und Dogger seien älter gefaltet, und der Malm transgredire ungefaltet.

Am linken Gehänge des *Linththales* erscheinen Dogger und Lias des *Bisithales* in ihrer vollen Mächtigkeit auf *Oberblegi*, in den Alpen *Bösbächi*, *Bräch*, in der *Braunwaldalp* und den *Braunwaldbergen*. Oestlich des *Linththales* finden wir im Kärpfgebiet am *Salengrat* nur noch ein Rudiment unserer Jurazone in Gestalt eines Liasrestes auf dem aus Verrucano gebildeten Kamme.

5. Der Südrand und das Ende der Jurazone am Axen, Analogie mit der Urirothstockgruppe. Wie gegen Osten das *Linththal*, so schneidet gegen Westen das *Schächenthal* unsere Jurazone schief ab, so dass dort ein Wasserscheidegrat zwischen *Muottagebiet* und *Schächenthal* entsteht, welcher von OSO nach WNW geht und vom *Glatten* am *Klausenpass* nach der *Axenkette* läuft. Der Nordrand des Schächenthales wird von dieser steilen Jurawand gebildet. Hier ist zwar Vieles abgewittert, allein die auffallende Zusammenschrumpfung der Jurazone gegen Westen ist auch zugleich tektonisch bedingt. Wir stossen hier an die Glarner-Doppelfalte in ihrem nördlichen Flügel. Südlich unter der Malmwasserscheide folgen Dogger und Lias, darunter Quartenschiefer und Röthidolomit oder Rauhwacke. Unter denselben, von den eben genannten älteren Gesteinen discordant überdeckt, folgt die grosse Eocänmasse, in welcher das ganze *Schächenthal* eingebettet ist. (Profile 4, 3 und 2.)

Die Contactstellen der Ueberlagerung sind meistens mit den Schutthalden der Malmkante des Thales bedeckt. Dass aber eine ungleiche Lagerung des Eocän und der überschobenen älteren Bildungen des Bisithalgebietes vorhanden ist, lässt sich fast durchweg feststellen. Während z. B. am *Kinzigkulmpasse* die Juragebilde wie der Grat WNW—OSO streichen und mit circa 30° gegen N fallen, streichen die darunter folgenden Eocänschichten (Flysch und Nummulitenkalke) an den nächsten Entblössungsstellen normal, d. h. WSW—ONO, und fallen bald gegen SO, bald stehen sie fast senkrecht, dann wieder fallen sie mit 40 bis 70° gegen NW.

Wir haben hier gewissermassen den Nordflügel der Glarner Doppelfalte ohne Sernifit. Der Sernifit ist überhaupt westlich der Linth nur sehr schwach ausgebildet. Orographisch treten für ihn nun die Jurabildungen in die Lücke. Unter den Juramassen der *Schächenthaler Windgälle*, unter dem oberen Theil des *Bisithales*, unter dem *Glatten* findet sich

das Eocän in der Tiefe gewiss gerade so, wie unter den Sernifitmassen des *Kärpfstockes*. Wahrscheinlich ist die Ueberfaltung noch viel breiter, es greift die liegende Eocänmulde noch viel tiefer nördlich unter das Bisithaler Jura-gebiet hinein, als ich es in den Profilen anzudeuten gewagt habe. Auch da am *Schächenthalrande* ist der Gewölbeschenkel normal vorhanden, während der verkehrte Mittelschenkel nur stellenweise und sehr ungleichförmig reducirt erscheint und oft ganz fehlt, so dass dann unter der normalen Schichtreihe der älteren Gebilde direct das gefaltete Eocän der Muldenzone liegt. Bezeichnend aber für die Abnahme des Nordflügels der Doppelfalte gegen Westen ist der Umstand, dass die ältesten dem Eocän aufgeschobenen Theile des liegenden Gewölbekernes östlich im *Kärpfgebiet* Verrucano und Carbon sind, am *Klausenpass* und bis unter den *Gamperstock* noch Quartenschiefer, im oberen *Gruonthal* noch Lias und Dogger, im unteren *Gruonthal* unter *Franzen* aber nur noch Malm.

Im oberen Theile des *Gruonbachthales*, herumkletternd in den Schluchten unterhalb *Hüttenboden*, fand ich das folgende Doppelprofil von oben nach unten:

a) Unter dem Neocom und Tithon der *Axenkette* die Hochgebirgskalkwand unter *Franzen* und *Ricki*, circa 300 bis 400 m., Fortsetzung der Malmmasse des Bisithalgebietes.

b) Typischer fleckiger Schiltkalk mit zerdrückten planulaten Ammoniten und zerrissenen Belemniten.

c) Dogger, und zwar Eisenkalkstein mit Belemniten, wohl Vertreter des Eisenoolithes, dann Pentacrinitenbreccie und Eisensandstein mit Quarzit. Zusammen wohl 50 m.

d) Lias, glimmeriger Thonschiefer mit Sandstein und Quarzit, über 50 m. Diese Nummern 1 bis 4 sind die directe Fortsetzung der Zonen, welche den Nordrand des Schächenthales bilden.

e) Abermals Dogger, doch wegen Wald und Schuttbedeckung nicht so vollkommen in seinen Unterabtheilungen und deren Lagerung zu beobachten.

f) Abermals Malmkalk, circa 100 m.

g) Discordant damit Flysch und Nummulitengesteine.

Da erscheint somit der Lias als Kern des südlich überliegenden Nordgewölbes der Glarner Doppelfalte an ihrem Ostausläufer. Auch hier ist der

Malm des verkehrten Mittelschenkels, der untere Malm in unserem Profile, bedeutend reducirt in seiner Mächtigkeit. Auch hier fehlt im verkehrten Mittelschenkel die Kreide, die oben im Gewölbeschenkel so mächtig aufsitzt.

Gehen wir weiter westlich, so nehmen wir zwischen *Rüteli* und *Bodmi* bald wahr, dass die Dogger- und Liaszone rasch schwächer wird, und sich der untere und obere Malmstreifen gegen Westen rasch vereinigen. Jetzt aber, unter *Franzen* am Axen, reisst der Malm plötzlich ab und stösst unvermittelt an das gefaltete Neocom des Axen. (Profil 2, ferner Taf. III, Fig. 2 und 3.) Mein erster Gedanke ging dahin, der Malm steige hinab zum See und sei nur durch eine äussere abgesunkene Neocommasse an der äusseren Gebirgswand verdeckt. Allein genau die gleiche unerklärte Erscheinung beobachten wir auch jenseits des Reusstales. Die gewaltige Malmkalkmasse des *Urirothstockgebietes*, derjenigen des *Bisigebietes* entsprechend, steigt vom *Gütsch* mit Nordfall gegen den See hinab, hört aber plötzlich einige 100 m. über dem See auf, und unten finden wir nur Neocom und weiter südlich Eocän anstehend. Hier muss in der Tiefe vor Vollendung der Faltungsvorgänge ein Zerreißen stattgefunden haben, die Fortsetzung des Malm muss in der Tiefe zurückgeblieben sein, das abgebrochene Ende wurde weiter geschleppt, während dadurch am Seeufer die eocäne Muldenzone der Glarner Doppelfalte und die Kreide des Gewölbeschenkels unmittelbar in Berührung gekommen sind. Durch die Doppellagerung des Jura am Südrande der Urirothstockgruppe (Blatt XIII) gegen das Engelbergerthal, durch das allgemeine Aufsteigen dieses Jurazuges von Norden nach Süden unter der Kreide vom *Engelberg* bis über den *Brienzersee*, sowie durch das Eocän des *Engelbergerthales*, das nördlich unter die ganze Juramasse einsinkt, ist der Charakter dieses Jurazuges als eines südlich überliegenden Gewölbes doch unzweifelhaft beurkundet. Gehen wir auf Blatt XIV und IX vom Bisithalgebiet in den *Glärnisch*, den Fuss des *Wiggis*, den *Schilt*, so folgen sich im grossen Ganzen hier vollständig die symmetrischen Lagerungsverhältnisse östlich der Reuss, wie von Engelberg bis Brienzersee westlich der Reuss. Nur in der Mittelpartie links und rechts des Reusstales bleibt der Jura über Kreide und Eocän in der Schwebe, die Wurzel des Gewölbes ist abgerissen. Das Urirothstockgebiet zeigt

übrigens nach Blatt XIII (*Mösch*) noch weitere Analogien zu dem Bisithalergebiet. Da wie dort ist der Jura im Ganzen als liegendes Gewölbe mit stark reducirtem Mittelschenkel über Eocän südlich hinübergefaltet, während gleichzeitig im Einzelnen der Gewölbeschenkel eine Menge von nach Norden überliegenden kleineren Falten bildet. Ja im Profile des Engelbergerthales und wieder westlich der Aare gegen die Faulhorngruppe (148, Durchschnitt bei *Meiringen*, Taf. III, Profil IV) hat die Jurazone sogar eine Art zusammengesetzte Fächerstructur (145, Seite 83), so dass sie nach Norden wie nach Süden jüngere Bildungen überdeckt.

C. Einige unserer Ergebnisse.

Bevor wir diesen Abschnitt verlassen, müssen wir nochmals zusammenfassend einige wichtige Ergebnisse hervorheben:

1. Verhältniss der Faltung zum Reussthale. Ueberall beiderseits des gewaltigen Reussthaleinschnittes haben wir durchaus die gleichen tektonischen Gestalten, die gleichen grossen und auch kleineren Falten, die gleichen Verwicklungen, die gleichen Abnormitäten aufgefunden. Das eine Gehänge ist das Spiegelbild des anderen, die Ketten der einen Seite setzen auf der anderen fort. Das Reussthal ist keine geotektonische Scheide, es ist selbst keine geotektonische Erscheinung, es ist vielmehr eine später in ursprünglich zusammenhängend gefaltete Masse gesägte Furche.

Auf Taf. III, Fig. 3, ist dies leicht ersichtlich. Die Differenzen auf beiden Thalseiten betreffen die Oberflächengestaltung durch Erosion und Abwitterung, nicht aber den inneren Faltenbau. Das Gleiche liegt aber auch schon deutlich zu erkennen in *Lussers* schon vor 50 Jahren erschienenen Reussthalprofilen (17).

2. Alter der Faltung. In der ganzen Schichtreihe vom Lias bis durch die Eocängebilde hindurch finden sich in diesen Gebieten keine Discordanzen, welche auf eine ältere Dislocation vor der Ablagerung jüngerer Gebilde schliessen liessen. Die Schichtreihe ist eine vollständig concordante

und durchweg marine. Wenn auch nicht alle Stufen erkenntlich sind, lässt sich doch nicht feststellen, dass es sich beim Fehlen einzelner um etwas Anderes als Facieserscheinungen handelt. Ob vom Lias bis zum Eocän irgend ein Zeitabschnitt ohne Absatz geblieben ist, bleibt fraglich. Die grösste Lücke scheint darin zu liegen, dass auf den Seewerkalk stets direct Mitteleocän folgt. Die Discordanzen, welche local z. B. zwischen Seewerkalk und Wangschichten in der Druhsbergkette oder zwischen Schrattenkalk und Eocän bei Sissikon und im Riemenstalderthale etc. vorkommen, und viele ähnliche Erscheinungen erweisen sich bei näherer Prüfung als locale spätere ungleiche Verstellungen ursprünglich concordanter Schichtcomplexe. Die Faltung der älteren und jüngeren Gebilde ist auch nicht graduel verschieden. Wir finden im Gegentheil vom Lias bis durch das ganze Eocän, überall, wo die Aufschlüsse zur Beobachtung genügen, die vollständigste Harmonie in der Faltung und einen im Allgemeinen durchgreifenden Parallelismus in den verschiedenen alten Schichtencomplexen. Stellenweise ächte Discordanz treffen wir erst zwischen Eocän und Miocän. Es geht hieraus hervor, dass zwischen Lias und Eocän hier keine merklichen Dislocationsvorgänge aufgetreten sind, und dass alle diese Faltenbildung im Lias wie im Dogger und Malm, der Kreide und im Eocänen erst nach der Eocänzeit begonnen und gleichzeitig die sämtlichen Schichten ergriffen hat. Die gegentheiligen Behauptungen von *Vacek* beruhen, wie wir im Abschnitt VI zu zeigen haben werden, auf Beobachtungsfehlern.

Dritter Abschnitt.

Die Windgällen-Claridenkette oder nördliche Randkette des Finsteraarmassives.

(*Windgällen, Grosser und Kleiner Ruchen, Scheerhorn, Kammlistock, Clariden,
Teufelsstöcke, Gemsfayerstock mit Zutreibistock und Altenorenstock.*)

Profile Nr. 2, 3, 4, 5 und 7.

In der Darstellung dieser Bergkette können wir uns hier kurz fassen, indem wir auf unsere frühere Beschreibung (79), Band I, Seite 94—109, und in Beziehung auf die Windgälle überdies auf *C. Schmidt* (135), Seite 288 etc. verweisen. An letzterem Orte ist ein Kärtchen der Windgällen in 1:50,000 gegeben, welches in seinen Einzelheiten genauer und vollkommener ist, als unsere Karte in 1:100,000.

Gleich grossartig und originell in ihren Formen wie in ihrem inneren Bau erstreckt sich unsere Kette neben dem nördlichen Rande des Aarmassives hin. Sie ist gewissermassen eine Seite eines Rahmens zum letzteren, wo krystallinische Schiefer und Secundärformationen ineinander gefalzt sich berühren.

A. Die Hohe Faulen-Gruppe.

Im tiefen Querschnitt, den uns das Reussthal eröffnet hat, sehen wir, wie der Jura bei *Schattdorf* einerseits und ebenso gegenüber bei *Attinghausen* unter den Eocäengebilden hervortaucht und südlich an den Abhängen

immer höher hinaufsteigt. Beide Thalseiten sind symmetrisch gebaut, die eine ist auch hier im inneren Bau in ähnlicher Weise das Spiegelbild der anderen, wie wir dies schon weiter unten am Urnersee gesehen haben. Der aufsteigende Jurakalk macht zahlreiche kleine Falten, und das überliegende Eocän wie der unterliegende Dogger, Lias und Röthidolomit machen dieselben stets mit. Nirgends findet sich eine Transgressionsdiscordanz. In der Basis des Röthidolomites erscheinen einige Quarzitbänke als Stellvertreter des Verrucano, und dann die Gneisse aus der nördlichen Zone des Finsteraarmassives. Diese letzteren fallen als Theile des Centralmassivfächers steil südlich ein. An der Grenze gegen die Sedimente kommen auf der langen Contactlinie verschiedene der charakteristischen Erscheinungen des „mechanischen Contactes“ vor, wie z. B. Brocken von Röthidolomit in den Gneiss eingeknetet, Gneissstücke in den quarzitischen Basisschichten des Röthidolomit, „Keile“ des Gneisses in den Röthidolomit und umgekehrt, scharfe Umkrümmung der schiefrigen Schichtenköpfe des Gneisses, mit Anschmiegen unter den Röthidolomit. Besonders bemerkenswerth ist die ausgezeichnete feine Fältelung des Gneisses am *Scheidnössli*, nördlich von Erstfeld. Dort zieht sich auf eine Strecke weit der Gneiss flach, aber dicht gefältelt parallel unter dem Röthidolomit hin, wie dies eigentlich am ungetrübtesten der Faltenatur der Centralmassive entspricht. Wir befinden uns hier offenbar direct über dem gequetschten Scheitel eines Gneissgewölbes (79, Atlas, Tafel IX, Fig. 7).

Die gefältelte, südlich aufsteigende Platte der Secundärgebilde (Profil 2) ist oben in der Gruppe des *Hohe Faulen* und der *Sittliserhörner* mit Eocänbildungen reichlich bedeckt. Meistens liegen unten concordant, direct auf den Schichtflächen des Malm, die Nummulitenkalke von Schiefern begleitet, dann folgen die hier sehr stark ausgebildeten „Taveyanazsandsteine“. An manchen Stellen herrschen die Schiefer dem Quantum nach über die anderen Gesteine vor. An Biegungen aller Formen fehlt es nicht, und einzelne derselben von schärferer Form machen sich sogar orographisch geltend, so z. B. ein kleines Gewölbe, welches *Schwarzstöckli* und *Weissstock* im Hintergrund des Schächenthaler Brunnithales bildet. Von Westen nach Osten sinkt diese Juraplatte, und ein Theil ihrer Falten sind schon in dem durch das Brunni-

thal gebildeten Einschnitte ausgeglättet (Profil 3). Sie wird abgelöst von einem Theil der Glarner-Doppelfalte. Diese kleine Berggruppe des *Hohe Faulen* ist nur eine Vorstufe zu der nun folgenden Windgällenkette.

B. Der westliche Theil der Randkette, die Windgällen-Scheerhorn-Kette.

Jetzt aber, südlich der *Hohe Faulen*gruppe, treffen wir auf eine gewaltige länger hinstreichende, nach Norden überliegende Falte. Die Jurabildungen sind auf 3 bis 4 Kilometer weit nördlich über sich selbst zurückgeschlagen und hernach wieder südlich fortsetzend übergelegt. Ich kenne wenig andere ebenso gut aufgeschlossene liegende Falten, die so vollständig in allen Theilen klar zu beobachten sind, wie die Falte der *Windgällen*.

In der *Kleinen Windgälle* ist die Doppellagerung sehr schön zu beobachten. Ueber Gneiss und Spuren von Röthidolomit folgen von 2030 m. an aufwärts in normaler Reihe alle Doggerschichten, dann Schiltkalk, Malm und bei circa 2300 m. Nummulitenkalk. Ueber diesem folgt wieder vollständig gleichförmig und flach aufgelagert Malm, dann Schiltkalk, Eisenoolith des Dogger, Echinodermenbreccie, Eisensandstein und Liasschiefer, hie und da bei 2600 m. etwas Röthidolomit und carbonische Schiefer und Arkose, dann als oberstes Glied vom Gletscherchen bis an den Gipfel der herrliche Porphy. Der Nummulitenkalk setzt ganz durch den Berg hindurch, denn bei flacher Lagerung kann man auf dem Nummulitengesinse von der Nordseite des Berges um die Westseite und Südseite herum bis an die Ostseite klettern. Die *Kleine Windgälle* sehen wir herausgeschnitten aus dem Muldenschenkel und dem darüber liegenden verkehrt geschichteten Mittelschenkel. Der Gipfel fällt in den aus Porphy bestehenden Gewölbekern; die Muldenumbiegung unten südlich daneben, wie die Gewölbeumbiegung oben nördlich daneben, sind hier weggewittert.

Im Profil durch die *Grosse Windgälle* ist die Muldenumbiegung, welche den untern normalen mit dem oberen verkehrt liegenden Malm verbindet, vollständig erhalten. Beim Aufstieg von Käseralp nach der oberen Eisengrube können wir im Malmkalk und dem von ihm umschlossenen Nummulitenkalk an der

•

östlichen Wand unter *Widderegg* die scharfe liegende Umbiegung deutlich beobachten. Ihre gewaltig kühne Gestalt aber verdankt die *Grosse Windgälle* dem Umstande, dass sie oben gebildet wird durch den Malm, der sich zur Gewölbeumbiegung hoch aufschwingt. Sie ist in ihrem oberen Theile ein gewaltiges C, dessen convexe Krümmung nach Norden gekehrt ist und dort eine schauerliche Wand bildet.

Der Grat gegen den *Grossen Ruchen* hin hat den gleichen Charakter. Die Malmschichten bäumen sich aus der Tiefe auf und richten sich fast vertical in kühnem Schwunge in die Höhe. Der Rücken der Gewölbeumbiegung bildet wieder die steile, fast 1500 m. hohe Wand an der Nordseite des Kammes.

Hier im Profile durch den *Grossen Ruchen* ist südlich in der Tiefe die Muldenumbiegung nicht nur in den Secundärgebilden, sondern sogar in den krystallinischen Schiefern (Gneisse, Amphibolite bei *Alpnov*, Porphyrschiefer) erhalten. Am Südgehänge der Kette (*Maderanerthal*) steigt man von unten über anfangs steilere, oben flachere krystallinische Schiefer auf, welche eine jenseits des Kammes nach Norden offene, im Berge drin verborgene liegende Mulde der Kalkformationen in der Form J südlich umhüllen.

Das Thal des *Hüfigletschers* ist, das Streichen schief kreuzend, gegen N O hinauf eingeschnitten in unseren Berg und entblösst dadurch sogar dessen Kern. Da treten unten am Gletscher die Nummuliten hervor, die von der Nordseite her als liegende flachgedrückte Mulde durch den 3 $\frac{1}{2}$ Kilometer dicken Berg unten hindurch bis hierher reichen. Wir sehen die spitze Umbiegung der Nummulitenkalkmulde, in schönem Schwunge parallel umhüllt von den Schichten (79 Tafel X, Fig. 1) des Malm und des Dogger. Ein Stück dieser Muldenumbiegung liegt noch südlich des *Hüfigletschers* am *Hüfälpeli*. Auf dem Lias des verkehrten Mittelschenkels geht der *Schwärze* Pfad. Steht man im oberen Theil des *Hüfälpeli*, so bewundert man den prachtvollen Schichtenbogen, den über der *Schwärze* die Gewölbeumbiegung unter dem *Alpnoverstock* macht (79, Tafel X, Fig. 1). Man übersieht hier auf einen Blick in allerdings etwas schiefem Anschnitte das ganze Z, welches unten durch die Muldenbiegung, dann durch den Mittelschenkel und oben durch die Gewölbebiegung gebildet wird.

Wir rücken weiter östlich gegen das *Scheerhorn* vor. Die Gewölbebiegung ist schon am *Kleinen Ruchen* vollständig vorhanden. Das nach Norden gekehrte Knie des Malm wird bereits von eocänen Lappen aus dem grossen Eocängebiet des Schächenthales verhüllt. Bald steigen dieselben an den Kamm der Kette und südlich über denselben hinüber. Im *Scheerhorn*profil ist auch noch ein grosses Stück des Gewölbeschenkels des Malm vorhanden und auf demselben bis zum Gipfel liegen — zwar gefältelt, aber im Ganzen doch flach und normal — die Eocängebilde auf. Hier also ist die ganze liegende Falte erhalten, allein sie steckt grösstentheils im Berge drin, nur die Gewölbebiegung und der Gewölbeschenkel sind im *Scheerhorn* selbst entblösst.

Von der *Windgälle* an das *Scheerhorn* vorschreitend bemerkt man schon deutlich die Tendenz der liegenden Hauptfalte, kleiner zu werden, weniger weit auszuholen, dafür aber kleinere harmonische Nebenfalten im Muldenschenkel wie im Gewölbeschenkel sich beizugesellen.

Zu diesen grossen Gestalten der Faltung der Erdrinde tritt hinzu ein herrliches Detail der mechanischen Gesteinsumformung hinab bis zu den mikroskopischen Erscheinungen! Da treffen wir besonders im Mittelschenkel alle Uebergänge vom normalen Quintnerkalk (Malm) durch die feinkrystallinischen, hellgrauen, salinischen (letztere vorherrschend am Kamm der Kette), von Clivage durchsetzten, schwach bis stark linear gestreckten Varietäten bis zu dem Malmkalk mit Knetstruktur nach Art des Lochseitenkalke, oder mit engen Falten und sehr starker Marmorisierung. Alte, sprödlinig gerissene, weisse Calcitadern im schwarzen Malmkalke sind nachträglich bruchlos gefältelt. Sehr oft finden wir bei kleineren Falten die in der Schichtrichtung gestauten Umbiegungsstellen der Falten mit gefältelten, calcitisch ausgefüllten Schichtfugen, während die Schichtfugen an den Schenkeln der Falten eben und das sie begrenzende Gestein linear gestreckt ist, ganz so, wie es die Theorie der mechanischen Faltung verlangt. Gestreckte und zerrissene Belemniten im linear gestreckten Gestein sind recht häufig im Dogger und Malm an den *Windgällen* wie am *Hüfigletscher* und *Hüfiälpeli*. Reibungsbreccien und Rutschstreifen treten im Mittelschenkel an den Schichtfugen zwischen krystallinen Schiefern und den Kalkbildungen auf. Am herrlichsten sind die Quetschungs- und Streckungserscheinungen, zugleich mit Ausbildung neuer

Mineralien (Eisensilicate, Magnetit etc.), zu beobachten am Eisenoolith des Dogger zwischen den *Windgällen* (z. B. obere Eisengrube) oder gar an der *Schwärze* etc. (136).

Von der *Windgälle* gegen Osten wird der sonst massige Felsit-Porphyr ganz allmählig ohne Grenze stark schiefrig. Er geht über in die sogenannten *Alpnoverplatten*. Was ich 1878 noch nicht zu behaupten gewagt habe, haben die Jünger der *Rosenbusch'schen* Schule unter dem Mikroskop festgestellt: Diese Schiefer sind gequetschter „dynamometamorpher“ Felsit-Porphyr!

Aber noch in einer anderen Richtung verdient die Windgällengruppe besondere Beachtung. Sie lehrt uns einen schönen Fall von Passivität eines ächten Eruptivgesteines.

Der Porphyr der Windgälle ist ein ächter Eruptivporphyr. Hat er die Windgälle gehoben? Da sich ergeben hat:

a) Dicht am Porphyr fand ich im Dogger zwischen *Rothhorn* (Dogger) und *Schwarzhorn* (dunkelrother und grüner Porphyr), welche beide Bergzacken am Grate zwischen der Grossen und Kleinen Windgälle liegen, gut gerundete Gerölle des Windgällenporphyres bis zu Kopfgrösse. Die Petrefacten des Eisenoolithes liegen zahlreich zwischen den Porphyrgeröllen dieser Strandbildung. Der Porphyr muss also in seiner Eruption älter sein, als Dogger, sonst könnten nicht seine Geröll in den Gebilden des Doggermeeres eingeschlossen sein.

Ferner hat seither Herr Prof. Dr. *C. Schmidt* kleine eckige Bruchstücke des Windgällenporphyres im begleitenden Carbonschiefer gefunden und verweist desshalb die Eruption desselben sogar in alt- oder vor-carbonische Zeit.

b) Die gewaltige Falte, in deren Gewölbekern von Carbon, Lias und Dogger umhüllt der Porphyr liegt, hat auch die Nummulitengebilde in ihrem Muldenkern mit eingewickelt. Die Falte der Windgällen ist also jünger als Eocän, sonst wären nicht die Eocänschichten mitgefaltet worden.

So müssen wir schliessen: Die Eruption des Porphyres ist älter als Dogger (vielleicht carbonisch), die Entstehung der Windgällenfalte ist jünger als Eocän, der Porphyr war also längst erstarrt und ist bei der Faltung nur passiv, gerade so wie ein Sedimentgebilde,

mitgerissen worden, er selbst kann nicht mit der Hebung zum jetzigen Gebirge in ursächlichem Zusammenhange stehen. Entstehung des Porphyres und Entstehung des Windgällengebirges fallen nicht zusammen, sondern sind durch weite geologische Zeitabschnitte von einander getrennte und unabhängige Vorgänge.

C. Der östliche Theil der Randkette des Finsteraarmassives, Claridengrat bis Selbsanft.

Bei *Clariden* und *Scheerhorn* ist unsere Kette am schlechtesten aufgeschlossen. Hier ist die Erhebung gross und breit, die Durchfurchung gering, die Firnbedeckung ausgedehnt. Gehen wir desshalb noch weiter östlich und betrachten wir den inneren Bau dort, wo die Kette mehrfach durch die Linth und ihre Zuflüsse tief zerschnitten ist. Da steigt hinter *Linththal* gegen das *Thierfehd* beiderseits der Linth der Malmkalk ganz gleich unter den Eocänmassen südlich in die Höhe wie drüben im Reussthal bei *Schattendorf* und *Attinghausen*. An den Wänden beiderseits des *Thierfehdes* beobachten wir eine Masse von nördlich übergelegten Falten, deren Umbiegungen, von Clivage durchsetzt, bei gewissen Beleuchtungen erst nicht leicht zu finden sind, bei andern Beleuchtungen hingegen oft sehr schön sichtbar werden. An den *Altenoren*, am *Vorderselbsanft*, an den Wänden beiderseits der *Sandalp*, wo schon krystallinische Gesteine darunter auftauchen, erkennen wir, dass hier im östlichen Theile jene gewaltige liegende Windgällefalte nicht mehr in dieser Form vorhanden ist, sondern dass sie sich aufgelöst hat in eine ganze Anzahl kleinerer Falten (Profil 7, 5 und 4, ferner [79] Atlas, Profile IX bis XII, Taf. IX, Fig. 10, 11, 12, 13, Taf. XV, Fig. 18). Am rechtsseitigen Gehänge des *Limmerntobels* und der Linth sieht man diese Falten tiefer östlich in das Gebirge hinein sich fortsetzen. Alle diese kleineren Falten sind harmonisch angelegt, sie alle liegen nach Norden über. Man kann auch deutlich sehen, wie sie gegen Westen sich schaaren und dabei an Zahl abnehmen, aber weiter ausholen. Am schönsten ist diese Faltenschaar am *Vorderselbsanft* zu sehen. Sie bringt es zu Stande, dass der Malm bei vorherrschend flach südlich fallender Schichtlage dort eine sehr

steile Wand von über 1800 m. Höhe zu bilden vermag, obschon er selbst nicht über 500 m. mächtig ist (Profil Nr. 7). Die Schenkel der Falten fallen vorherrschend flach südlich ab, die gesamte Formation aber steigt dennoch südlich in die Höhe. Die schärferen Umbiegungen sind meistens von Transversalschieferung durchsetzt, welche wie die Schenkel südlich einfällt. Dadurch sind gegenüber einer oberflächlichen Beobachtung die Umbiegungen oft so sehr verwischt, dass man das südliche Ansteigen der Gesamtbildung bei dem scheinbar beständigen südlichen Einfallen der Schichten erst gar nicht versteht.

Westlich an den Gehängen der *Baumgartenalp* bis an den *Kistenpass* hinauf und östlich von *Altenoren* und *Gemsälpe* lässt sich die Berührung der Hochgebirgsfalten mit den eocänen Massen studiren. Die Eocängebilde greifen hier in die Mulden des Jurakalkes ein. Die Kreide fehlt oder ist sehr schwach, oft fraglich entwickelt. In dem zickzackförmigen Verlauf der Grenze von Eocän und Jura an den Quergehängen sind oft in beiden Theilen die harmonisch ineinandergeschachtelten Umbiegungen selbst deutlich aufgeschlossen; an den gegen Norden gekehrten streichenden Gehängen hingegen können wir die Faltung nur durch den Wechsel der Formationen feststellen. Die drei bis vier stärkeren Falten gehen meistens durch die ganze Hochgebirgskalkmasse einheitlich durch und sind auch im Dogger und Röthidolomit entwickelt.

Die steile Wand zwischen *Ober-* und *Untersandalp*, sowie die Stelle ob den Unterstafelhütten der *Untersandalp* am Fusse des *Selbsanft* (79, Taf. IX, Fig. 10 und 11) liegen beide genau in der fortgesetzten Streichrichtung der Muldenumbiegung an den *Windgällen*, dem *Hüfigletscher* und *Hüfälpeli*, also auf der südlichen Randlinie unserer Randkette. Auch hier im *Untersand-**alp*gebiet biegt wie dort in einem nach Norden übergelegten Gewölbe Röthidolomit und Centralmassivgestein über die Juraformation hinüber; die Breite der Ueberlagerung hat aber hier im Osten stark abgenommen.

Im Hintergrunde des Linththales, also am östlichen Theil unserer Randkette, befinden wir uns wiederum in einem durch seine Grossartigkeit überraschenden Theile der Alpen. Allein während in der Gruppe der Windgälle die überwältigenden Gestalten durch die gewaltigen Aufbiegungen der Schichten

bedingt sind und der innere Bau zum Theil schon in der äusseren Form sichtbar wird, befinden wir uns im Hintergrunde des Linththales im reinen Erosionsgebirge. Die Gestalt der Berge, die Lage der gewaltigen Schluchten frägt nichts nach dem inneren Bau. Die Schluchtenbildung hat den furchtbaren Klotz des Selbsanftes herausgeschält, quer aus den enge gefalteten Gesteinsmassen heraus und unabhängig von deren Streichen oder Biegen.

D. Zusammenfassung der Randkette des Aarmassives.

(Auszug aus 79, pag. 106—109.)

Unsere Randkette wird im Westen an der *Windgälle* von einer einzigen weit ausholenden nördlich übergelegten Falte gebildet. Gegen Osten löst sich dieselbe allmählig auf, indem sie selbst schon an der *Hüfälp* abnimmt, während an ihrer Seite neue, kleinere, ähnlich gebildete Nebenfalten, ebenfalls nördlich überhängend, sich aufstauen. Gegen Osten nimmt deren Zahl zu. Im Profil des *Limmernbaches* und des *Thierfehds* sind die Falten am zahlreichsten und, besonders die nördlicheren, am kleinsten geworden. Wir unterscheiden hier vier etwas ausgedehntere und viele kleinere Falten. Gleichzeitig breiten sie sich gegen Osten etwas weiter auseinander. Oestlich vom *Limmerntobel* tauchen sie unter die eocäne Decke. So hat sich die grosse Falte von W gegen O auf 22 km. Länge allmählig in viele kleinere aufgelöst. Die Streichrichtung des Kammes fällt mit derjenigen seiner Falten zusammen und geht gegen O—25°—N.

Wenn man den Betrag des horizontalen Zusammenschubes in der Erdrinde, wie er in den Falten unserer Randkette ausgesprochen ist, abmisst, so findet man im westlichen wie im mittleren und östlichen Theil übereinstimmend einen Mehrbetrag von circa 6000 m. über die jetzige Grundrissbreite von circa 4000 m. hinaus. Die jetzige Breite verhält sich zur früheren etwa wie 2:5, d. h. hier ist ein Erdstreifen von 6000 m. Breite absorbirt, oder hier ist die Rinde auf $\frac{2}{5}$ ihrer ursprünglichen Breite zusammengedrängt. Aus der Gleichheit dieser Zahl in den

verschiedenen Querprofilen erhellt ferner, dass die vielen kleinen Falten im Linthgebiete ursächlich, orographisch und nach der Lage quantitativ und qualitativ vollkommen äquivalent der Windgällenfalte sind.

In unserer so ungewöhnlich geradlinigen Kette bleiben sich die Gipfelhöhen von der Kleinen Windgälle bis zum Gemsfayerstock auffallend gleich (3000 bis 3300 m.), die Kerben sinken nicht unter 2700 m. Die Gesteinsfalten aber, welche den Kamm bilden, sind gegen Osten bedeutend gesunken. Der Gewölbeschenkel, welcher in seinen oberen Juraschichten an der Kleinen Windgälle einst 4000 m. hoch gelegen haben muss, findet sich am Scheerhorn bei 2800 m., am Altenorenstock bei 2400 m. Die Gipfel, in ihrem gleichen Niveau verharrend, bestehen desshalb aus ganz verschiedenen Gesteinen in verschiedener Lagerung und entsprechen sich geologisch gar nicht. Im westlichen Theil sind die Gipfel aus den tieferen Theilen der liegenden Falte, dem Gewölbekern oder der Gewölbeumbiegung herausgeschnitten, im östlichen mehr aus den höheren, dem Gewölbeschenkel. Das Niveau des Grundgestelles der Kette ist ungleich, das Verwitterungsniveau der Kammlinie an der Oberfläche ist aber durchweg ähnlich. Die Höhe der Gipfel hängt also hier viel wesentlicher vom Betrag der Verwitterung, als vom anatomischen Bau ab.

Ich habe schon früher mich dahin ausgesprochen, dass nach meiner Beobachtung gerade ein Gegenstück zu dieser Erscheinung in den sehr ungleichen Gipfelhöhen bei viel gleichartigerem Material im Centralmassive zu finden sei, und dass in einem Kettengebirge bei Centralmassiven wie Sedimentketten die Höhen einer Wasserscheide von streichenden Ketten um so ungleichartiger sind, je mehr die Wasserscheide in ihrer Grundrissgestalt von der Geraden abweicht.

Vierter Abschnitt.

Das Aarmassiv, östlicher Theil.

In meinem „Mechanismus etc. (79)“ habe ich versucht, folgende Erscheinungen des Finsteraarmassives oder kürzer: Aarmassives festzustellen:

1. Dasselbe zerfällt von Norden nach Süden in folgende Zonen:
 - a) nördliche Gneisszone;
 - b) nördliche Seitenzone (casannaartige Gesteine, oder jetzt besser sericitische Gneisse und Phyllite) inclusive Amphibolite etc.;
 - c) centrale oder Granitgneisszone;
 - d) südliche Seitenzone (Gneisse);
 - e) darauf folgt der Schichtenzug der Urserenmulde im Tavetschthale sich fortsetzend.

2. Eine symmetrische Anordnung ist nachweisbar. Wenn 1 das tiefste Gestein, 6 das höchste der krystallinischen Reihe bezeichnet, so entspricht das Querprofil von Nord nach Süd, d. h. von *Erstfeld* bis *Oberalppass* folgender Zahlenreihe ([79], Seite 32 und 33): 1 b, 2, 3, 5, 6, 5, 4, 3, 2, 1 a, 4, 5, 6.

Diese Zonen bilden also ein System von ein und einem halben grossen Faltencomplexe, in welchem *a* und *c* Gewölbezonen, *b* und *d* hingegen mehr Muldenzonen darstellen. Complicationen durch Zwischenfaltungen sind nicht ausgeschlossen. *Baltzer* hat solche seither im mittleren Theile des Aarmassives nachgewiesen und zählt dort 6 Falten in einem Querprofil des Massives. Die Einfaltungen der Sedimente an dem sehr reducirten Ostende des Aar-

massives (unser Abschnitt V, Tödigruppe) ergibt eine Gabelung in wenigstens 5 centralmassivische Rücken.

3. Die krystallinen Gesteine sind hie und da am Contacte mit den Sedimenten derart gebogen oder gefältelt, dass sie sich in ihrer Lagerung derjenigen der Sedimente mehr oder weniger anschmiegen. Die Sedimente, in ihrer Lagerung manchmal krystallinen Platten vollkommen gleich, begleiten nicht nur das Centralmassiv an den Flanken, sondern greifen tief in dasselbe ein und nehmen an seinem Aufbau wesentlichen Antheil. Diese eingreifenden Sedimente sind Reste von enggequetschten, stellenweise verquetschten Mulden, nicht aber losgebrochene eruptiv umhüllte Stücke. (79, Bd. II, S. 178.)

4. Die Einförmigkeit der centralmassivischen Lagerung im Gegensatz zu den Kalkalpen ist vielfach dadurch bedingt, dass ein einförmiges Clivage die ursprüngliche Schichtung da verdeckt, wo sie nicht mit der allgemeinen Steilstellung zusammengeht (S. 182 und 183).

Im Bd. II, S. 178 bis 186, sind die bezüglichlichen Beobachtungen auch von anderen Massiven zusammengestellt und daraus Schlüsse gezogen:

Wahrscheinlich haben wir uns unter einem Centralmassive in der Regel nicht ein einziges grosses Gewölbe, sondern ein System von zusammengepressten Gewölben vorzustellen (S. 178). Das Centralmassiv ist eine den anderen mechanischen Bedingungen entsprechende mechanische Facies, eine Tiefenfacies der Faltung durch Horizontalschub (S. 182). Grosse Falten und Centralmassive vertreten sich (S. 178), sie sind nicht mechanische Gegensätze, sondern, wie *Baltzer* sich ausdrückt: „mechanische Aequivalente“. Die häufige Discordanz zwischen den Centralmassivgesteinen und den aufliegenden Sedimenten ist zum grösseren Theile nicht eine ursprüngliche, sondern durch nachträgliche ungleichförmige Dislocation bei demselben Zusammenschub entstanden (S. 181) oder doch bedeutend vermehrt. Die Centralmassive sind, wie die Kalkalpen, Resultate des horizontalen Zusammenschubes (S. 186 etc.).

Seither hat die Erforschung der Centralmassive sehr wesentliche Fortschritte gemacht. Vor Allem ist zu verzeichnen *Baltzer*, „Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland“, 1880, als 20. Lieferung dieser

„Beiträge“ erschienen (98). Sodann die 24. Lieferung derselben, „Das Aarmassiv, mittlerer Theil, und ein Abschnitt des Gotthardmassives“ (enthalten auf Blatt XIII) von *Baltzer* (148). Es ist wohl noch kein Centralmassiv so eingehend und sorgfältig studirt worden, wie der mittlere Theil des Aarmassives durch *Baltzer*. Im Druck stehen *Fellenbergs* Untersuchungen über den südwestlichen Theil desselben. Nach Einsichtnahme dieser klassischen Arbeiten geht mein erster Wunsch und Gedanke dahin, es möchte mir die Zeit vergönnt sein, den Osttheil des Aarmassives nun auch in entsprechender Weise völlig neu zu durchforschen und darzustellen. Allein auch dies würde nur eine theilweise Befriedigung bieten, denn der gleiche Forscher sollte nun einheitlich das ganze Aarmassiv bearbeiten und die ungleich vollkommenen Beobachtungen durchweg auf gleiche Höhe heben. So ergäbe sich eine erste durchschlagende Monographie eines grossen Centralmassives. Das muss geschehen! Allein es sind der verschiedenen Pflichten schon zu viele mir aufgeladen worden, als dass ich eine solche Arbeit in Aussicht nehmen könnte. Die Zeit, die mir zur Forscherarbeit vergönnt ist, muss immer mühsam zwischen der Uebermacht anderer Verpflichtungen herausgesucht werden. Zudem ist es wünschbar, dass eine solche Arbeit von Seite eines Forschers geschehe, der mehr als ich in der neuen mikropetrographischen Untersuchung bewandert ist. Mir bleibt für jetzt nichts Weiteres übrig, als noch das zu geben, was ich habe, zur Verwendung für den künftigen Bearbeiter des ganzen Aarmassives. Neue Gesichtspunkte ergeben sich daraus nicht, aber geognostisch bedeutende Thatsachen sind immerhin werth, notirt zu werden.

Vor Allem freut es mich, constatiren zu können, dass die viel eingehenderen Beobachtungen *Baltzers*, vorherrschend aus dem mittleren Theile des Aarmassives stammend, sowie seine Beobachtungen am Gotthardmassiv und die Schlüsse, die er zieht, in allen wesentlichen Punkten übereinstimmen mit meiner Auffassung der Centralmassive. Die Differenzen in unserer Auffassung und Erklärung der Centralmassivstructur, die zeitweise existirten oder in einzelnen Punkten noch bestehen, beruhen mehr nur darauf, dass verschiedene Erscheinungen etwas ungleich gewerthet und ungleich in der Theorie verwendet worden sind. In dem Resultate: Centralmassive sind durch Tangentialschub erzeugte Faltencomplexe, sowie

in der Hauptbegründung desselben, gehen wir völlig einig, nachdem wir unabhängig von einander in verschiedenen Regionen beobachtet haben.

Es ist hier die Gelegenheit, frei und offen zu erklären, dass mein Abschnitt über die Verhältnisse im *Berner Oberland* in meinem „Mechanismus etc.“ (79) selbstverständlich gänzlich unterblieben wäre, wenn schon damals *Baltzer's* Untersuchungen über dieses Gebiet bestanden hätten. Mein Zweck war damals nicht, das *Berner Oberland* mit in meine Untersuchungen einzubeziehen, sondern bloß nachzusehen, ob denn *Studer's* an jene Stellen sich knüpfende Beweisführung durchschlagend klar sei. Ich fand, dass *Studer* dort ungebührlich schematisirt hatte, und dass die Contacterscheinungen von Gneiss und Kalk andere, viel complicirtere seien, dass auch flache und verworrene Schieferungen vorkommen, Schieferung und Schichtung oft schwer zu unterscheiden sein werden etc. Das war für meinen dazumaligen Zweck ausreichend, und das ist auch durch *Baltzer* seither reichlich bestätigt worden: Es ist hier kein Eruptivcontact, sondern ein „mechanischer Contact“. Heftige Gewitter verfolgten uns (ich war damals, 1873, begleitet von *P. Choffat* und *L. Loczy*) und hinderten vielfach die zusammenhängende Beobachtung, ich betonte desshalb auch ausdrücklich die Nothwendigkeit weiterer Beobachtungen.

Ich ziehe den besagten, dürftigen, unvollkommenen und, wie ich bald eingesehen habe, mit verschiedenen Irrthümern in Beobachtung wie in Verwerthung von solchen, behafteten Abschnitt über „die Verhältnisse im Berner Oberland“ hiermit gegenüber den bezüglichen *Baltzer's*chen Arbeiten in aller Form vollkommen zurück und ersuche die Besitzer meines Buches, „Der Mechanismus etc.“, denselben darin einfach zu streichen. *Baltzer's* Kritik an jenem Abschnitt ist zwar vielfach insofern nicht zutreffend, als er mir dabei allerlei Verallgemeinerungen unterschiebt, die mir gänzlich ferne gelegen haben. Wir standen einander übrigens schon zur Zeit, da die *Baltzer's*che 20. Lieferung dieser Beiträge erschien, in unserer Auffassung viel näher, als es nach den dort zu lesenden Worten manchmal den Anschein haben möchte. Wenn *Baltzer* als Gegensatz zu mir dort Seite 194 in der Anmerkung sagt: „Hier liegt nun aber der Trennungspunkt unserer Ansichten, den ich nicht verwischen lassen möchte und den ich in aller Schärfe bereits im Winter 1878 so aussprach: „Bezüglich der Glimmerlage in den

Gneisskeilen habe ich sogenannte „Anschmiegung“ und „Anpassung“ des Gneisses nicht nothwendig, denn ich erkläre die Erscheinungen durch transversale Schieferung im Gneiss und beweise die letztere durch Ueberspringen derselben auf die Sedimente, somit ist meine mechanische Auffassung dieser Keile eine wesentlich andere“, so habe ich zu entgegnen: Ich habe niemals, wie mir *Baltzer*, Lieferung 20, Seite 11, Zeile 16 von oben, unterschiebt, die an einigen Stellen von mir beobachtete „Anschmiegung“ und „Anpassung“ als den durchgreifenden alleinigen Schlüssel angesehen, ich habe schon lange, vielleicht voreilig, vermuthet, dass die Schieferung der Centralmassivgesteine vielfach Clivage sein könnte (z. B. S. 182 und 183, Bd. II etc.). *Baltzer* hat dafür einen klaren directen Beweis, den ich übersehen hatte, gefunden in dem Ueberspringen des Clivage auf die Sedimente. Ich begrüsse diese Beobachtung *Baltzer's* als einen wesentlichen Fortschritt in unserer Erkenntniss der Centralmassivstructur und erlaube mir, mich hier niemals von seinen Ansichten zu trennen, sondern seine Verwerthung dieser Beobachtung anzunehmen. Ich möchte noch hinzusetzen: weil während der Faltung die Richtung der grössten Zusammenpressung auf die sich faltenden Sedimente durch die Bewegungen der letzteren sich verändert hat, ist leider diese von *Baltzer* entdeckte Erscheinung nicht so auffallend ausgebildet und so allgemein zu beobachten, wie man es theoretisch vermuthen möchte. Das war niemals ein Trennungspunkt unserer Ansichten, sondern ich hatte unter vielen anderen die eine und *Baltzer* nachher unter anderen dazu die oben erwähnte, sehr wichtige Beobachtung gemacht. Die Beobachtungen widerstreiten sich nicht, sondern ergänzen sich um so mehr, als sie zu den gleichen Schlüssen führen: Der Contact der Centralmassivgesteine gegen die Sedimente ist ein Dislocationscontact, kein Eruptivcontact, und das Centralmassiv ist auch seitlich comprimirt worden, wie die Sedimentzonen.

Indessen, es ist überflüssig, auf die Kritik eines zurückgezogenen Abschnittes mit Antikritik weiter einzutreten. Die Kritik war vielfach richtig und berechtigt.

Vom Engelbergerthal bis in das Urserenthal hat auf dem Gebiete von Blatt XIII das Aarmassiv eine Breite von 20 km. — es ist auf diese Breite von den Sedimenten entblösst. In dieser vollen Breite noch tritt es an die

Reuss. Auch vom *Bockitobel* unter *Erstfeld* im Reussthal auf Blatt XIV bis an den *Oberalpsee* messen wir quer zum Streichen volle 20 km. Wie das Massiv weiter östlich sinkt, reicht die Sedimentdecke von der Nordseite höher hinauf und bedeckt zuerst die „nördliche Gneisszone“, erst weiter östlich in der Tödigruppe auch noch die übrigen Theile des Centralmassives.

A. Die nördliche Gneisszone.

Das Reussthal durchquert die nördliche Gneisszone von wenig unterhalb *Amstüg* bis nach dem *Bockitobel* und *Scheidnössli* unterhalb *Erstfeld* auf eine Breite von circa 3 km. Der Gneiss — „*Erstfeldergneiss*“ — ist hier sehr gleichförmig und offenbar viel deutlicher ausgebildet und weniger verwittert als, nach *Baltzer's* Beschreibung, weiter westlich. Mit Ausnahme eines Streifens undeutlicher sericitischer Gneisse am Nordrande des Evithales, welche stellenweise auch Chlorit und Talk führen, sieht ein Handstück dem anderen völlig gleich, ob es bei *Erstfeld* oder bei *Silenen*, am Thalbodenrande oder hoch oben am *Rhonenberg* geschlagen worden ist. Stets enthält dieser Gneiss viel tobackbraunen Glimmer und hat durch den Parallelismus der Glimmerblättchen eine sehr ausgeprägte Parallelstructur. Der Glimmer ist auf parallelen Ebenen gehäuft, zwischen welchen weisser Quarz und Feldspath in dünnen Streifen von feinkörnigem Gefüge liegen. Flaserung kommt in der Regel nicht vor.

Mein Eindruck ging stets dahin, dass man es hier mit einem alten Gneisse zu thun habe, wie dies auch *Baltzer* früher angenommen hatte. Sollte dem nicht so sein, so muss ich doch aus der grossen Gleichartigkeit und klaren Krystallisation, mit welcher er im Reussthale erscheint, darauf schliessen, dass uns hier ein ursprünglicher ächter Typus vorliegt. Die nachträglichen dynamometamorphen Umänderungen, von welchen *Schmidt* im Anhang hier spricht, beziehen sich auf weiter westlich gelegene Punkte. Der normale Erstfeldergneiss harret noch der mikroskopischen Prüfung.

Recht überraschend war es mir, im Sommer 1890 im Gebiete von *Scaletta* und *Sertigpass* im westlichen Theile des Silvrettamassives oft auf

Gneisse zu stossen, die dem Erstfeldergneiss ausserordentlich ähnlich, aber reicher an verschiedenen Abänderungen sind.

Der Erstfeldergneiss streicht von S W nach N O, also etwas schief zu den übrigen Alpenketten dieser Region, und fällt im nördlichen Theil mit 60° S O, südlich allmählig steiler bis zu 85° S O bei *Buchholz*, noch südlicher gegen *Amstäg* aber wieder etwas flacher ein.

Wesentliche Ergänzungen habe ich hier nicht beizubringen, ich möchte aber auch hier nochmals auf die am *Scheidnössli* so schön zu beobachtende und durch die Lage der Glimmerblättchen so deutliche enge Fältelung der am Contact unter den Sedimenten flach hinziehenden Gneisse hinweisen. Ausserdem sei noch auf einen schönen „Kalkkeil“ ebenfalls im Scheidnössligebiet aufmerksam gemacht, in welchem die Schichtung der Sedimente ihrer Umgrenzung parallel geht, während die Gneisschieferung im Gewölbekern der kleinen liegenden Falte ihre Richtung nicht ändert. Der Mittelschenkel ist halb zerrissen.

B. Die nördliche Zone der Sericit-Gneisse und -Phyllite.

Diese Zone des Centralmassives nimmt von der Reuss gegen Osten an Breite zu; die „Schieferhülle des Centralmassives“ (*Baltzer*, 148, Taf. IV, Fig. 1) ist eben hier nahe an dem Untertauchen der Centralmassivgesteine unter die Sedimentbrücke, wie dies einer Muldenzone entspricht, besser und reichlicher erhalten. Die Zone der sericitischen Gesteine, oder wie ich sie früher nannte, der casannaähnlichen Gesteine, ist ohne Zweifel heterogen zusammengesetzt. Allein Stauungsmetamorphismus mit allen seinen Folgeerscheinungen hat die ursprünglichen Unterschiede und Grenzen der verschiedenen Gesteine vielfach verwischt. Wir wissen nicht, ob es dereinst gelingen kann, sie wieder aufzulösen.

Die Hauptmasse der Gesteine sind hier die Sericit führenden Gneisse und Phyllite in zahlreichen Abänderungen, bald nur ganz undeutlich, bald besser krystallinisch schiefrig ausgebildet. Vorherrschend sind Muscovit-Sericit-Gneisse. Solche bilden den breiten Streifen von *Intschi* bis *Gurtnellen*, der nun den Nordfuss des *Bristenstockes*, die tiefern

Theile des *Maderanerthales*, den *Tschingel* südlich des *Düssistockes*, *Val Cavrein*, *Piz Cambriales*, *Culm Tjietschen*, *Tödigrundstock* und *Bifertengletscherthal* in der Hauptmasse bildet. Es ist makroskopisch das genau gleiche Gestein, in welchem in *Guttannen* der fragliche Calamitenstamm gefunden worden ist, und von dem *Schmidt* in (148) Seite 164, eine mikroskopische Beschreibung gibt. Leider lässt bei offenbar mechanisch veränderten Gesteinen sogar die mikroskopische Untersuchung oft nicht entscheiden, ob es sich um klastische oder krystallinische Structur handelt. Diesen Sericitgneissen und Schiefern, die wohl $\frac{3}{4}$ der ganzen Zone einnehmen, sind folgende abweichend ausgebildete Gesteine in Streifen, der allgemeinen Streichrichtung von WSW nach ONO mit 30 bis 90° SSO-Fall parallel eingelagert:

1. Verrucano, feldspathführend, oft sericitisch, stark gequetscht. So sehr *Rothpletz* und *Baltzer* mir einen Vorwurf daraus machen, dass ich von Uebergängen zwischen Gneiss und Verrucano spreche, und so sehr ich selbst davon überzeugt bin, dass diese Uebergänge nicht primärer Art sind, bin ich eben doch nicht im Stande, überall zwischen Sericitgneiss und Verrucano, so wie sie heute vorliegen, die Grenze zu finden. Der Verrucano ist hier viel stärker entwickelt, als im Berner Oberland, wo er fast stets an der Basis des Röthidolomites kleben bleibt. Im *Limmernboden* und im *Sandalpgebiet* ist sicher der tiefere Theil des Verrucano centralmassivisch gestellt und von der Unterfläche des Röthidolomites abgeschürft, er wird auch sericitisch, enthält auch Feldspath und gleicht auf's Haar manchen Sericitgneissen, die, aus ihrer Lagerung zu schliessen, niemals Verrucano gewesen sind. Aber auch die Frage ist mir schon oft aufgestiegen, ob nicht am Ende ein wesentlicher Theil der Sericitgneisszone als gequetschter Verrucano aufzufassen sei. Streifen von — wie ich glaube — Verrucano finden sich in unserer sericitischen Zone ausser im *Limmernboden* und dem *Sandalpgebiet* noch südlich vom *Sandgrat*, unter dem *Stockgron*, am *Piz Avat*, vom *Tschingel* in's *Brunni-thal*, vielleicht auch in Begleitung der Anthracitschiefer am Nordabhang des *Bristenstockes*. Grün thonschiefriger Verrucano mit circa 55° SO-Fall erscheint am Westrande unseres Blattes bei *Schwandenegg*¹⁾ als Fortsetzung der Jura-

¹⁾ In der Karte ist dieser Verrucanostreifen irrthümlicherweise ausgelassen.

mulde von *Fernigen*. Der Jura reicht nicht mehr auf unser Blatt hinein. Der Verrucano hingegen liegt concordant im sericitischen, theils auch felsitisch-sericitischen Gneiss eingeklemmt.

2. Anthracitschiefer und gequetschte anthracitische oder graphitische Arkosen finden sich am Nordabhang des *Bristenstockes* und ziehen von da durch *Teifthal* gegen *Intschi*, sie treten ferner auf als Unterlage — oder, da die Lagerung dort verkehrt ist, richtiger als Auflagerung und Anlagerung — am Windgällenporphyr. Sie erscheinen centralmassivisch gestellt unter dem *Piz Mellen* und mit centralmassivischem Clivage im Hintergrunde des *Val Gliems* unter dem *Piz Urlaun* (Tafel VII, Fig. 5). Vielleicht ist ein bedeutender Theil der hiesigen sericitischen Gneisse und Phyllite überhaupt als carbonische Bildungen aufzufassen. Der Guttanner Stamm ist leider nicht sicher genug zu deuten. Die Graphitüberzüge und Graphitrutschflächen, die massenhaft im Gestein des *Windgällentunnel* bei *Amstäg* vorkommen, können carbonischer, aber auch azoischer Bildung angehören. Fast immer sind die anthracitischen Schiefer von hellen bis weissen seideglänzenden Phylliten begleitet (*Teifthal*, *Bristenalp*, *Etlithalausgang*, unter *Piz Mellen* etc.).

3. Gneisse und granitische Gneisse kommen in einzelnen Streifen mitten in der Sericitgneisszone vor, so z. B. zwischen *Bifertengletscher* und *Hinterröthigletscher* und unter der *Selbsanft-Scheibe*, an einigen Stellen am Südabhang des *Sandgrat*, am *Piz Cambrales*, am *Hagstecke* südlich am *Düssistock* nahe 2920 m., Nordabhang des *Steinthalstockes*, Lawinenzüge des *Oberalpstockes*, Nordseite. Dies scheint alles ein und derselbe streichende Zug zu sein. Ausserdem wiederholt sich gleiches Gestein in einem Zuge weiter südlich bei der *Brunnialp* und besonders kräftig am *Bristenseeli*, und nördlich kommt nahe am *Golzersee* ein dem Erstfeldergneiss ähnlicher Gneissstreifen vor. Ganz glimmerarme euritische Gneisse, vielleicht gequetschte Felsitporphyre, erscheinen hie und da in Streifen; recht reichlich besonders im Gebiete von *Gurtnellen*.

4. Amphibolite erscheinen in zahlreichen Streifen, bald deutlich linsenförmig umgrenzt, bald lange sich hinziehend und mehr allmählig verlaufend. Im westlichen Theile des Massives scheinen sich die Amphibolitgesteine mehr

in eine einzelne Zone zwischen die Granitgneisszone und die Zone der Sericitgesteine zu ordnen, im östlichen Theil des Centralmassives kommen sie auch in solcher Lage vor, sind aber im Ganzen mehr zerstreut in der gesamten sericitischen Zone.

Besonders bezeichnend ist ein Amphibolit, in welchem dicht nebeneinander feinkörnige und grobkörnige, hornblendereiche oder feldspathreiche knollige Massen von Schlieren und Streifen flasrig umwunden abwechseln in lebhaftem Bilde. Derselbe kommt vor am *Golzerberg*, an der *Alpnov* (Staffelalpen) unter dem unteren Ende des *Hüfigletscher*, er taucht dann unter Gletscher und Sedimentdecke, erscheint aber wieder zwischen *Obersandalp* und *Sandgletscher* und im Hintergrund der *Untersandalp*. Westlich der Reuss treffen wir bei *Halden-Gurtellen* einen Streifen solchen Amphibolites. Er erscheint in einem zweiten südlicheren Streifen im Winkel der Vereinigung von *Rusein* mit *Cavrein* und *Cavardirasthal* und im *Val Gliems*.

Anders beschaffene Amphibolite ohne jene knollig schlierige Textur gibt es an vielen Stellen, so am Gehänge des *Golzerberges* und der *Staffelalpen* gegen das Maderanerthal, als schöner Strahlstein dicht südlich des Bristengipfels, in einigen Streifen am Nordgehänge von *Weitenalpstock*, *Oberalpstock*, *Bänderstock*. Ein Streifen herrlicher Amphibolite, Amphibolgneisse und Strahlsteinschiefer zieht am Südabhang des Maderanerthales hin, durchschneidet das *Brunnithal* nahe seinem Ausgang beim *Rinderbühl*, zieht an den *Düssistock* und nördlich am *Piz Cambriales* vorbei, taucht dann unter den *Catscharauls*, um am Südfuss des *Kleintödi* als Klippe im Sandgletscher sich wieder zu zeigen. Manche Lagen zeigen Quetschung, Dünnschieferung, zerissene Strahlsteinnadeln etc., andere sind wieder mehr massig. Zum letzten Mal erscheinen diese Amphibolite in der fortgesetzten Streichrichtung im *Limmernboden*. Ein schöner Hornblendegneiss kommt bei der *Brunnialp* vor.

5. Topfsteine, Giltsteine, Talkschiefer, oft mit Chlorit, selten mit Serpentin gemengt, treten als offenbare Verwitterungsproducte der Amphibolite wie diese in einzelnen Streifen und Linsen im Sericitgneiss auf, besonders nahe dem Ausgang des *Etlithales* und an der *Südseite des Maderanerthales*. Sie werden im *Etlithal* gebrochen und als Ofensteine verwendet. Eigentliche

Chloritschiefer kenne ich aus dieser Zone nicht, obwohl manche Gesteine derselben gelegentlich Chlorit führen. Ueberhaupt kommen alle erdenklichen Mischungen von Hornblende, Chlorit, Talk, Biotit, Sericit, Muscovit etc. vor.

6. An die Topfsteine schliessen sich Serpentine, die an der *Südseite des Maderanerthales* am Gehänge gegen den *Oberalpstock* hinauf, besonders gegen den *Seelegggrat* und *Tscharren* hinauf vorkommen.

7. Quarzite, feinschiefrig, meist viel Sericit führend, treffen wir z. B. an der Gotthardstrasse gegenüber *Teifthal* steil 80 bis 85° südlich einfallend und oben bei *Gurtneilen*.

8. Eruptivamphibolite kommen offenbar in der Sericitgneisszone wiederholt vor. Manchmal sind sie aber so gequetscht, dass ihre eruptive Natur kaum mehr erkenntlich ist. Es gehören hierher gewiss die Titanitsyenite, welche die Lawinenzüge des *Steinthalstockes* am Ausgang des *Brunnithales* in das *Maderanerthal* von fast unzugänglichen Felsen herunterbringen, und welche ununterscheidbar sind von dem herrlichen Syenit im Hintergrund von *Val Gliems* am *Kehlstock* (nördlich *Piz Ner*) und vielleicht irgendwie mit demselben zusammengehangen haben. Ein solcher Zusammenhang ist auch noch dadurch wahrscheinlich, dass auch jener Syenitstock im *Val Gliems* in die Zone der casannaartigen Gesteine hinein vorspringt.

Wahrscheinlich gehören hierher einige Amphibolite nördlich unter dem *Klein-Tödi* und einige Amphibolite im *Limmerntobel*. Dieselben können gequetschte Diorite und Syenite sein, indem sie stellenweise fast massig ausgebildet sind und anderen massigen sehr gleichen. Dasselbe gilt von einigen Amphiboliten am Ostabhang des *Düssistockes*, die zudem, wie übrigens auch einige Gesteine des *Limmernbodens*, einen Titanitreichthum zeigen, wie wir ihn bei den Eruptivsyeniten der Tödigruppe und beim „Puntaiglasgranit“ zu sehen gewohnt sind. Indessen enthalten auch viele nicht eruptive Amphibolite den Titanit als accessorischen Gemengtheil. Auch einige Amphibolite am Nordabhang des *Maderanerthales* können eruptiver Natur sein.

9. Gabbroartige Gesteine, bald massig, bald schiefrig gequetscht, fand *C. Schmidt* am Abhang des *Golzerberges* (Nordseite des *Maderanerthales*). (135, 409—414.) Manche derselben enthalten Olivin und Serpentin

neben Hornblende und Augit. *Schmidt* vermuthet, dass diese Gesteine geschlossene Linsen in der Sericitzone bilden.

10. Felsitschiefer, vielleicht gequetschte Felsitporphyre oder gequetschte Eurite in schmalen Streifen, oft die Anthracitschiefer begleitend, finden sich am Nordabhang des *Bristenstockes*, im *Teifthal*, am Ausgang des *Etzlithales* am Etzlibach unten, ferner in kräftigerer, weniger schiefriger Ausbildung südlich am Gipfel des *Bristenstockes* und von da durch das *Bockithal* hinab bis gegen die *Kluseralp* im *Fellithal*; dann wieder unter der *Porta da Spescha*, im *Limmernboden* (wiederholt sich in der südlichen Nebenzone des Centralmassives im *Val Puntaiolas* ferner im Gotthardmassiv am *Piz Cavel* und in *Val Zafragia*).

11. Felsitporphyr. Hierher zählt der herrliche Porphyr der *Windgälle* mit den zugehörigen Quetschungsproducten, den Porphyrschiefern der *Alpnoverplatten*. Es ist hier nicht mehr nothwendig, näher auf diese Gesteine einzutreten, ich verweise (79 S. 34 etc.) auf den Abschnitt über die Windgällen-Claridenkette und die bezüglichen neueren Untersuchungen von *C. Schmidt* (135). Der Porphyr erweist sich in seiner Eruption als jüngstens carbonisch, wahrscheinlich vorcarbonisch, indem die Carbonschiefer eckige Brocken des Porphyrs enthalten (*Schmidt*) und den Porphyr unten (bei umgekehrter Lagerung) überkleiden.

An der *Röthi* am Nordabhang des *Tödi* fand ich ein Bruchstück eines porphyrischen Gesteines. Dasselbe macht es sehr wahrscheinlich, dass auch in Begleitung des dortigen Carbones, ähnlich wie an der *Windgälle*, Porphyr auftrete. Eingehendes Nachsuchen am Rande des *Tödiklotzes* wird vielleicht anstehendes Gestein finden lassen.

12. Granit (Eurit) bildet an der SW Seite oben am Gipfel des *Bristenstockes* einen scharf markirten, aber kaum einen Meter mächtigen Gang im Sericitgneiss und erscheint in den Amphibol-Chloritgesteinen des *Limmernbodens*.

Zu den Gesteinen der sericitischen Zone, für welche vorläufig noch keine Deutung möglich ist, gehören grüngraue halb klastische, halb krystallinische, oft schiefrige flaserige, oft nahezu massige Gesteine mit rundlichen Quarz- und Feldspathkörnern und einem sericitartigen grünlichen Glimmer.

Ich habe sie früher zu den Sericitgneissen gerechnet. Manchmal meint man zuerst, etwas veränderte eocäne Sandsteine oder Verrucano vor sich zu haben, allein es handelt sich vielmehr um ein sehr auffallend dem Rofnaporphyr ähnliches Gestein. Es kommt an der Südseite des Maderanerthales und besonders im Thalhintergrunde am Nordfusse des *Düssistockes* vor. Der alte Gletscherboden des *Hüfigletschers* und seine linksseitigen Moränen sind reich an Trümmern dieses Porphyroides. Die Verbreitung im Anstehenden ist mir nicht näher bekannt. In diesem Gesteine vermute ich ebenfalls einen gequetschten Porphyry, wie er durch die Herren *Schmidt* und *Bodmer* im Rofnagneisse erkannt worden ist.

Viele Einzelheiten, welche in meinem „Mechanismus etc.“, Bd. I, S. 22—30 etc., enthalten sind, wiederhole ich hier nicht.

Eine grosse Bedeutung schien ein Fund von Prof. *Alb. Müller* vom Eingang ins *Etlithal* zu haben. Es war ein Block mit nach *Sandberger* wahrscheinlich devonischen Crinoiden. Das Stück, welches mir Prof. *Müller* zur Einsicht gesendet hatte, glich nach dem verwitterten Gestein am ehesten einem Casannaschiefer oder einem Verrucano, und die zwei vereinzelt Crinoiden waren ganz ausgelaugt, nur in Abdrücken sichtbar. Einen anders aussehenden Splitter eben dieser von *Alb. Müller* gefundenen Blöcke traf Prof. *C. Schmidt* in der Freiburger Universitätssammlung. Er schreibt mir darüber Folgendes:

„In der Freiburger Universitätssammlung fand sich ein Splitter jenes „von Prof. *Alb. Müller* am Eingang ins Etlithal aufgefundenen Gesteines, „welches nach *Sandberger* devonische Crinoiden enthält. Die vorliegende Probe „ist ein brauner, feinkörniger Sandstein mit kalkigem Cement. Späthige „Echinodermen (Crinoiden)-Bruchstücke sind in grosser Zahl zu beobachten. „Beim Betupfen mit Salzsäure treten die kleinen Quarzkörner hervor. — „Nach dem mikroskopischen Befunde sind Quarz und Kalkspath ungefähr in „gleicher Menge vorhanden. Die rundlichen Quarzkörner sind farblos und „löschen meist undulös aus. Kalkspath bildet das Cement. Eisenoxyd- „hydrate in feiner Vertheilung färben den Kalk stellenweise braun, ge- „wöhnlich umsäumen sie, dichter gedrängt, die Quarzkörner. — Sehr viele „Kalkspathkörner zeigen in schönster Weise die typische Gitterstructur der „Echinodermenkalkskelete.

„Mit Verrucano oder Casannaschiefer hat das vorliegende Gestein nichts gemein, es zeigt vielmehr eine vollständige Uebereinstimmung mit den Eisensandsteinen des Doggers (Murchison-Schichten), welche im Maderanerthal am Hüfälpeli auftreten. Von dort aus kann durch Eistransport sehr leicht ein Block an den Eingang des Etlithales, mitten in das Gebiet der krystallinen Schiefer, gelangt sein.“

Wenn es nun auch etwas fraglich bleibt, ob das Stück, welches ich in den Händen hatte, und das von *C. Schmidt* untersuchte, wirklich vom gleichen Blocke stammen, so ist doch die Bedeutung jenes Fundes für das Alter der Sericitgneisszone völlig hinfällig geworden. Ich muss zur Erklärung noch hinzufügen, dass die Murchinsonæsandsteine oft von schiefrigen und talkigen Partien durchzogen sind, der Art, dass der gleiche Block an der einen Ecke im kleinen Bruchstück wie ein Sericitschiefer oder sandiger Verrucano aussehen kann, während an der anderen Ecke die Doggersandsteinnatur sofort ersichtlich ist.

C. Die Granit-Gneiss (Protogin)-Zone.

Die Zone des Granit-Gneisses oder des Protogin hat am Westrande unseres Blattes, z. B. im Profil des *Fellithales*, noch 8 km. Breite. Es ist natürlich, dass diese Gewölbezone gegen das Ostende am stärksten abnimmt, während die Muldenzonen umgekehrt sich eher erweitern. Im Profil des *Ruseinthales* misst sie noch 3, im Profil des *Puntaiglasthales* kaum mehr 2 km. Breite, im *Frisalthal* ist sie nur noch auf wenige Hundert Meter Breite entblösst.

Die Hauptmasse dieser Zone besteht aus Gesteinen, die man im Handstück Granit nennen könnte, die aber lagerförmig auftreten. Oft ist, besonders bei glimmerarmen Abänderungen, gar keine Parallelstructur im Handstück zu sehen, oft ist sie mehr oder weniger deutlich erkenntlich. Im Grossen ist auch bei den massigen Abänderungen die Plattung mit dem allgemeinen steilen SSO-Fallen deutlich. Die massigeren glimmerärmeren Abänderungen enthalten meistens glasigen Quarz, die deutlicher geschiefert und linear-gestreckten mehr sandigen Quarz. In der Regel sind Orthoklas und Plagioklas

vorhanden und der vorherrschende Glimmer ist schwarz oder schwarzgrün. Heller muscovitischer Glimmer tritt zeitweise dazu und der dunkle Glimmer kann ausnahmsweise chloritisch werden.

Ich habe auf Blatt XIV unterschieden:

1. Granit in Bänken, derselbe ist concordant den Schiefen eingelagert, also nicht gangförmig. Ich halte ihn für eruptiv, sei es Lagererguss oder Batholit; er ist massig, hellfarbig, fast weiss, arm an Glimmer, der Quarz glasig.

2. Pr. Granitgneiss, Protogin (und Bankgranit), letzterer ist nur hinzugenommen, theils weil er sich in der Karte wegen zu kleinem Massstab nicht ausscheiden lässt, theils weil es unmöglich war, ihn bei der Begehung des Gebietes überall aufzusuchen und vom Granitgneiss zu trennen. Der Granitgneiss oder Protogin, wie ich ihn hier aufgefasst habe, unterscheidet sich vom Granit in Bänken durch etwas reichlicheren — immer noch wenig — Glimmer, auch im Handstück erkennbare Parallelstructur, häufiger sandigen anstatt glasigen Quarz. Ich nenne das Gestein lieber Granit-Gneiss als Gneiss-Granit, weil ich ihn eher für ein nicht eruptives Gebilde, für ein tiefstes ältestes Glied der krystallinischen Schiefer, etwa einen Theil der ersten Erstarrungsrinde der Erde zu halten geneigt bin. Oder verdankt er Schieferung und feinkörnige Vertheilung des Quarz nur einer Quetschung, und ist ursprünglich Granit? Der Name Protogin ist verschieden gebraucht worden, scheint mir aber nur anwendbar auf das erstgeborene Gestein der Erdrinde, den tiefsten krystallinischen Schiefer. Ich möchte desshalb lieber nicht von Protogingranit sprechen, sondern mit Protogin den massigsten tiefsten Gneiss bezeichnen. Die Deutung unseres Granitgneiss bleibt unbestimmt.

3. Gn. Gneiss. Der Gneiss der Granitgneisszone ist hellgrau, mit deutlich ausgebildeter Parallelstructur, meistens feinkörnig und enthält oft grössere „Augen“ von Feldspath oder Feldspath und Quarz, er geht in Augengneiss über; meistens ist der Gneiss zweiglimmerig und das ganze Gestein etwas dunkler gefärbt als der Granit oder Protogin. Hie und da, z. B. im obersten Theile des Fellithales, führen die Gneisse Sericit und werden sehr ähnlich dem Gotthardhospizgneiss.

Die von *Baltzer* (148, S. 18—25) gegebene Beschreibung dieser Gesteine mit ihren Abänderungen und accessorischen Gemengtheilen trifft auch östlich der Reuss völlig zu. Ich habe selbst Handstücke von Grimselgneiss, die ganz ununterscheidbar sind von Gneissstücken aus dem *Fellithal* oder *Val de Val*. In der etwas anderen Abgrenzung der Namen liegt keine wesentliche Verschiedenheit. Wenn *Baltzer* auch nur zwei Nummern aus seiner Beschreibung macht, unterscheidet er doch die gleichen drei Typen: Bankgranit, Gneissgranit und Augengneiss.

Weit mehr Schwierigkeiten als die Eintheilung nach klaren, in der Natur beobachteten Typen, bietet die durchgreifende Abgrenzung in der Natur und dem entsprechend in der Karte. Ich habe die hier quer ins Centralmassiv eingeschnittenen Thäler: *Fellithal*, *Val de Val*, *Val Gniuf*, *Val Milar*, *Etzlithal*, *Val Strim*, und die Gräte und Pässe dazwischen in den Jahren 1878 und 1879 ziemlich eingehend durchlaufen, allein ich kann auf die Abtrennung von Granit, Protogin und Gneiss doch nicht pochen. Es gibt massenhaft Stellen, wo man im Zweifel bleibt, welcher der drei Abtheilungen man das vorliegende Gestein zuweisen soll. Stets stellten sich mir dabei die Fragen in den Weg: Ist hier Protogin = gequetschter Granit, ist hier Gneiss = gequetschter Protogin oder habe ich das ursprüngliche Gestein vor mir. An Grenzen verwischenden Zwischengliedern fehlt es nicht; ja es gibt Stellen, wie z. B. an dem Rücken vom *Etzlithal* nach dem *Val Milar* hinüber, wo das Gestein Schritt für Schritt sich verändert, zwischen zwei oder gar allen drei Gesteinstypen hin und her schwankend, und wo zugleich lineargestreckte Glimmer das Vorhandensein mechanischer Deformation beweisen. Ich glaube meinerseits, dass die Eintheilung in Granit, Protogin und Gneiss richtig sei, diese Typen erscheinen hie und da klar ausgesprochen, und eine Untersuchung sehr detaillirter Art vermöchte vielleicht die Unterscheidung doch richtig durchzuführen. *Baltzer* und *Fellenberg* haben diese Gesteine in manchen Profilen durchgreifend unterscheiden können, aber ich muss meine bezügliche Kartirung mit allem Vorbehalt geben. Wenn sie auch im Ganzen richtig sein wird, dürfte im Einzelnen noch manche Correctur angebracht sein.

Im unteren Theil des *Fellithales* scheinen die Gesteine der Granitgneisszone in diejenigen der Sericitgneisszone in mehreren Streifen sich auszugabeln.

Oestlich wird die Granitgneisszone besser geschlossen begrenzt, aber allmählig schmaler, und sie endigt für unsere Beobachtung plötzlich, indem sie an den *Brigelserhörnern* und im *Frisalthale* unter die Sedimente taucht, ohne dass dort zwischen den Gesteinen unserer Zone und den aufliegenden Sedimenten eine Schieferhülle erhalten geblieben ist.

Der Protoginzone des Aarmassivs gehören folgende Einlagerungen an:

1. Die stärkeren Graniteinlagerungen in der Granitgneisszone, welche ich glaube unterscheiden zu können, sind die folgenden:

Bei *Müsli* südlich *Gurtnellen*, völlig massiger Granit, nördlich daneben plattiger Granitgneiss.

Südseite der *Pörtlialp* im *Fellithal*. Der im Frühling 1879 dort gegangene Felssturz gehört dem Granit an.

Vom *Rienzerstock* streicht quer durch die oberste Thalstufe des *Fellithales*, im Thalboden bei circa 1900 m., eine Zone von Granit. Dieselbe steigt östlich gegen die Nordecke des *Federstockes* hinauf. Sie bildet die südlichen Gräte des *Wichlenalp*thales und geht unter den Gipfel des *Piz Giuf* hinein. Dort zeigt sich der Granit in der Höhe plötzlich flach abgestutzt (Profil Nr. 1) und ihm sitzen Hornblendeprotogine auf. Weiter östlich, z. B. an der Ostseite des *Piz Giuf*, ist der Granit nicht mehr sichtbar. Oben vom *Federstock* nach dem *Piz Giuf* bildet dieser helle Granit eine grossartig wilde Gebirgswelt. Er ist absolut massig, ungeheure, scharfkantige Trümmernmassen umgeben die unregelmässig geformten, zackigen Gräte. Die Gesteine der Trümmerhalden sind noch ganz frisch, die Plattung oder Bankung des Granites lässt sich oben an der Wasserscheide gegen *Val de Val* einzig wahrnehmen an einigen dünnen, oft fein welligen Chloritschiefereinlagerungen, welche dem allgemeinen Streichen und Fallen folgen, oder am Abhang gegen die *Wichlenalp* an einigen Streifen von Gneiss, der sehr dem Gestein des Gotthardhospizes gleicht und 88° S S O. fällt.

Wenn wir von dem eben geschilderten Granitgrate, 2778 m. der Karte, durch das *Val de Val* hinabsteigen, treffen wir auf einige Streifen eines Gesteins, bei welchem in Feldspathgrundmasse Glimmer und Hornblendekrystalle eingebettet sind und das von Epidotschnüren durchzogen ist, dann auf hellfarbigen Protogin, der von weissen Euritgängen durchschwärmt und von

zahllosen, braunglimmerigen Abänderungen unterbrochen wird, und endlich abermals auf einen zwar schmalen Streifen weissen, massigen Granites, der zwischen dem *Federstock* und *Piz Tiarms* hinunterstreicht, das Thal durchquert und im *Crispaltgrat* sich verliert. Im *Val Giuf* drüben konnte ich keine Fortsetzung mehr finden.

Mitten zwischen einem sehr mannigfaltigen Gesteinswechsel treffen wir beim Aufsteigen aus dem unteren *Etzlithal* in dessen obere Stufe, gleich ob der *Gulmenhütte*, eine schmale Zone eines hellen, feldspathreichen Gesteines mit ganzen glasigen Quarzkörnern, das eher dem Granit als dem Protogin zugezählt werden muss. Die Zone lässt sich beiderseits noch ein Stück weit verfolgen.

Am Gipfel des *Piz Aul* (Tavetsch) erkennt man eine völlig massige, weisse Granitpartie zwischen den plattigen Protoginen (Profil 2).

Der der Masse nach bedeutendste Granitzug unseres Massives ist derjenige, welcher den Grat südlich des *Val Gliems* vom *Piz Gliems* bis zum *Piz Ner* bildet und dort dann mit Syenit in Vergesellschaftung tritt. Vielleicht gehört demselben auch noch der Granitstreifen in *Val Cavardiras* und ein Streifen südlich des *Piz Alpetta* an. Dieser weisse Granit zeichnet sich am *Piz Ner* aus durch Titanit als accessorischen Gemengtheil und bekundet damit zugleich seine Verwandtschaft mit dem Syenite am *Piz Ner* (Näheres hierüber 79, S. 13 etc.).

2. An die Granite, die lagerförmig centralmassivisch auftreten, schliessen sich die granitischen Ganggesteine. Ob sie mit den ersteren in genetischer Verbindung stehen, ist noch fraglich. Sicher aber ist, dass sie sich in der Nähe der ersteren meistens recht häufig finden. Die Ganggranite unseres Gebietes sind meistens fast ganz weiss, feinkörnig, glimmerarm. *Schmidt* bezeichnet sie als Ganggranit oder, wenn glimmerarm, Aplit, ich bin mich des Namens Eurit in ganz gleichem Sinne von jeher gewöhnt.

Euritgänge habe ich im Finsteraarmassiv mit sehr seltenen Ausnahmen nicht in der Zone der Sericitgesteine gefunden, hingegen erscheinen sie massenhaft in der Granitgneisszone. Es muss wohl hieraus geschlossen werden, dass die Euriteruptionen vor der Entstehung der sericitischen Gneisse und Phyllite — aber nach der Bildung auch der eruptiven

Syenite, die von ihnen durchsetzt werden, stattgefunden haben. Sie durchsetzen auch den Protogin und den Gneiss. Auffallend ist immerhin, dass sie in den Amphibolgesteinen weitaus am häufigsten gesehen werden. Hilft vielleicht nur der Farbencontrast hier zur Beobachtung so wesentlich mit, und werden sie im Protogin zu oft übersehen?

Euritgänge kenne ich von folgenden Stellen:

Der Granit und der Protogin im *Fellithal* hinter *Mattenberg (Obermatt)* an den beidseitigen Abhängen des *Federstockes* und *Rienzerstockes* ist von zahlreichen scharf begrenzten Euritgängen durchsetzt.

Zu Hunderten durchschwärmen Euritgänge das Hornblendegestein des *Piz Giuf* und *Piz Ner* nördlich wie südlich der Wasserscheide. Die Euritgänge haben manchmal nur wenige Centimeter Dicke, gewöhnlich einige Decimeter, seltener erlangen sie 1 bis 2 m. Mächtigkeit. Die stärkeren Gänge zeigen gegen die Ränder hin Parallelstreifung nach Art der Randfluidalstructur, ferner oft prismatische Querklüftung, und nicht selten lässt sich sehr deutlich erkennen, dass sie in der Mitte grobkörniger sind, als in den Randpartien, währenddem ich das umgekehrte Verhältniss nirgends entdecken konnte. Auf der Südseite des Giuf-Ner-Grates schienen mir die Gänge ganz regellos, oft fast netzartig vertheilt, auf der Nordseite sah ich sie in vorherrschender Zahl steil gestellt. Ich erinnerte mich hier unwillkürlich an das Val del Bove und zugleich an die euritdurchschwärmten Gesteine an den Ufern des Fornogletschers im Engadin.

Die Hornblendegneisse bei *Mullersmatt* im *Etlithal*, sowie diejenigen an der Südseite von *Mullersmatt* sind euritdurchschwärmt.

Der Protogin und Gneiss an der Nordseite der *Mittelplatten* (Uebergang vom *Etlithal* nach *Val Milar*) enthält neben Quarzsecretionsgängen auch zahlreiche Euritgänge.

Euritgänge im Protogin zwischen *Piz Tiarms* und *Federstock* im *Val de Val*.

Im *Val Giuf* ist die aus Gneiss und Puntaiglasgranitgneiss gebildete Thalschwelle von Euritgängen durchzogen.

Euritgänge in grosser Zahl durchziehen den Puntaiglasgranit im *Val Puntaiglas* und durchsetzen auch die zwischengelagerten Chlorit- und Glimmerschieferstreifen. Wir treffen sie massenhaft oft als ein völliges Gangnetz

im Syenit am Nordabhang des *Piz Ner* (*Puntaiglas*) und des *Kehlstockes*, und auch hier ist sehr oft die Gangmitte grobkörniger als die Gangränder ausgebildet.

Hier ist ferner abermals die Beschreibung zu citiren, welche *Escher* in seinen Manuscriptreisenotizen von Euritgängen in chloritischem Gestein von „südlicher am *Südgrate des Piz Crapp ner*“ gibt. Leider ist die Stelle nicht genügend bezeichnet, um sie zu finden. *Escher* erwähnt ausdrücklich (vgl. Abdruck in 79, Bd. I, S. 15), dass die breiteren Gänge den Granit bis zu zölligen Feldspathkrystallen kommen lassen, während die schmalere Gänge feinkrystallinisch sind.

Zahlreich erscheinen Euritgänge nördlich über *Disentis*. Die Bäche von *Lumpegna* und *Val Plazi* bringen in Menge Gerölle weissen euritischen Granites von dort.

Ob die Euritgänge die Ausläufer der vielleicht lakkolitisch gebildeten, vorher besprochenen Granitzonen sind, konnte ich nicht entscheiden. In der Umgebung der letzteren sind sie im Allgemeinen auffallend häufiger, als sonst. Wenn sie, wie ich oft gesehen habe, auch im Granit selbst auftreten, so könnte dies durch sogenannte Nachschübe erklärt werden. Das sind von den Fragen, die sich gewiss bald erledigen lassen, wenn die Untersuchung sich auf das einzelne Thema werfen und concentriren kann, statt dass sie per Quadratfläche des Kartenblattes vorschreiten muss.

Ausserhalb der Granitgneisszone fand ich in sericitischem Gneiss am *Bristengipfel* einen Euritgang. Derselbe liegt aber einem Ausläufer der Granitgneisszone ganz nahe. Die Zonentrennung ist hier nicht scharf durchführbar. Euritgänge durchbrechen die chloritischen und amphibolitischen Gneisse im *Limmernboden*. — Das sind die einzigen Vorkommnisse von Euritgängen, welche ich ausserhalb der Granitgneisszone im Aarmassiv bisher zu notiren Gelegenheit hatte. Die breite übrige Masse der Sericitgneisszone enthält keine Euritgänge. Man kann also füglich sagen, die Euritgänge sind in der Sericitgneisszone und der Erstfelderzone seltene Ausnahmen, in der Granitgneisszone aber sehr häufig.

Auffallend ist die Aehnlichkeit, mit welcher die Euritgänge in verschiedenen Centralmassiven auftreten. Im Berninamassiv, z. B. an den Wänden

des *Fornogletschers*, gibt es Stellen, die solchen am *Piz Giuf* oder am *Puntai-glasgletscher* zum Verwechseln ähnlich sind.

3. An die Euritgänge schliessen sich einige spärliche Vorkommnisse von Felsitporphyren. Es sind dieselben vielleicht nur Modificationen der Eurite. Ein graugrüner horizontalsäulig abgesonderter Felsitporphyr bildet einige Felsköpfe etwa 1 km. WSW der Hütten von *Müllersmatt* im *Etlithal*. Am Rande des kleinen Gletschers zu oberst in *Val Giuf* traf ich einen Felsitschiefer, der mir ein gequetschter Felsitporphyr zu sein schien. Einzelne der als Gneiss kartirten Zonen enthalten hie und da Einlagerungen, welche durch ihr Aussehen und ihre sogar makroskopisch sichtbare Fluidalstructur an gequetschte Felsitporphyre erinnern, z. B. im Gebiete der *Mittelpplatten* und am Wege von *Müllersmatt* nach dem *Kreuzlipass*. Die Felsitporphyr-vorkommnisse sind also jedenfalls sehr spärlich in der Granitgneisszone. Porphyritgänge, wie sie z. B. das *Silvrettamassiv* am *Scaletta* oder am *Sertigpass* durchschwärmen, habe ich bisher hier nirgends gefunden. Hingegen bleibt mir noch zu erwähnen, dass am Nordrande der Granitgneisszone im *Brunni-thal* und südlich hinten in *Val Gliems* ein Gestein getroffen wird, das un-unterscheidbar ist von dem Cristallinagneiss des Gotthardmassives, welcher ein gequetschter Granit oder Felsitporphyr ist.

4. Die amphibolitischen Einlagerungen der Granitgneisszone sind ganz anders beschaffen, als diejenigen der Sericitgneisszone. Jene selbstständigen, vorherrschend aus Hornblende bestehenden Streifen fehlen. Hornblende bleibt hier stets nur ein in Grenzen bleibender Procentsatz in den protoginartigen Gesteinen. Die Amphibolgesteine der Granitgneisszone sind Hornblendeprotogine oder Syenite entsprechend den Protoginen und Graniten, und sie zeichnen sich alle durch reichlichen Titanitgehalt aus, der in den Amphiboliten der sericitischen Zone spärlich ist, oder häufiger fehlt.

Die bedeutendste Masse von Hornblendeprotogin ist der herrliche *Puntai-glasgranit*. Er tritt auf im *Val Frisal*, geht unter den *Brigelserhörnern* durch, durchquert das *Val Puntaiglas* und verlängert sich in einem gegen Westen stets schmaler werdenden Streifen noch über *Val Rusein* hinaus. Im *Val Giuf* erscheint er nochmals zwischen *Culmatsch* und *Crispalt*, er bildet hier bei circa 2200 m. eine Schwelle, über die der Bach als Wasserfall

stürzt. In 1—2 m. dicken Lagen wechselt er hier mit Augengneiss ab. Beide Gesteine sind durch Uebergänge verbunden. Euritische Gänge durchsetzen sie. Das Vorkommen macht den Eindruck wie ein vergebliches Bemühen des Gesteines, noch einmal den Puntaiglasgranit zur Geltung zu bringen. Schon nahe östlich und westlich im *Val Milar* und *Val de Val* hingegen habe ich ihn nicht mehr gefunden. Auf seine weite Erstreckung von *Frisal* bis westlich *Rusein* wechselt der Puntaiglasgranit seine Beschaffenheit nur sehr wenig. Man erkennt ihn stets auf den ersten Blick. Stets besteht er aus viel weissen Orthoklaszwillingen, viel dunkelgrüner Hornblende, etwas Biotit, etwas weissem oder grünlichem Oligoklas, grauem Quarz und viel strohgelbem Titanit. (Näheres 79, S. 18 und 19.) Der Puntaiglasgranit bildet keine gangförmigen Ausläufer, wohl aber ist er selbst oft von weissen Euritgängen durchsetzt.

Ein im äusseren Ansehen mit dem Puntaiglasgranit sehr nahe verwandtes, aber im Auftreten auffallend abweichendes Hornblendegestein ist dasjenige des *Piz Giuf*. Es wäre wohl der Mühe werth, einmal diesen Bergstock zum Gegenstand einer genauen Specialuntersuchung zu machen, ich konnte leider nie dazu die Zeit erübrigen.

Wenn wir durch die Gneisse und Protogine und etwas Felsitschiefer der oberen Stufe von *Val Giuf* hinaufgestiegen sind, treffen wir im Hintergrunde des Thales auf einen Circus von ungeheuer wilden Gräten, die ganz aus einem puntaiglasgranitähnlichen Gesteine gebildet sind. Dasselbe besteht aus weissen Orthoklas-Karlsbader-Zwillingen, die nur durchschnittlich kleiner sind, als diejenigen des Puntaiglasthales, aus häufig hellgrünem Plagioklas, dunkelschwarzgrüner Hornblende, Biotit, wenig Quarz und Titanit. Im Handstück ist meist Parallelstructur deutlich, mehr als im Puntaiglasgranit; die Berge aber machen einen durchaus massigen Eindruck. *Piz Giuf* oder *Schattigenwichel*, 3098 m., und der Wasserscheidegrat von da bis über den Gipfel des *Mutsch* oder *Piz Ner*, 3059 m., eines furchtbar scharfen und steilen schwarzen Hornes, bestehen etwa von der Höhe von 2600 m. an aufwärts ganz aus dem Hornblendegestein. Einige Nester von rostig anwitternden, feinkörnigen, braunen Glimmermassen geben eine Abwechslung in die dunkelernste Farbe. Nur wenige braune Glimmerschiefer oder Chlorit-schiefereinlagerungen von 70 bis 75° SSO-Fall deuten noch die allgemeine

Structur des Centralmassives am Wasserscheidegrat an. Noch grossartiger ist das Bild von der Seite des *Etzlithales*. An den Wänden des schwarzen, zackigen Felscircus steigen die weissen Euritgänge in grosser Anzahl in die Höhe. Man fühlt sich in einer Art Val del Bove. In dem nordnordöstlichen Ausläufer des *Mutsch* artet das Gestein allmählig in einen Sericitgneiss aus, der nur hie und da noch ein Titanitkorn enthält, aber bevor dieser Grat abfällt, erlangt er abermals die voll krystallinische Ausbildung des normalen Hornblendegesteines vom *Piz Giuf* und *Piz Ner*. Hier kann 80° Südfall gemessen werden.

Der kleine *Felleligletscher* hat die ungeheuren Trümmermassen der Gräte zu ungewöhnlich scharfen und hohen Moränen aufgethürmt, und um das ganze Landschaftsbild noch eindrucksvoller zu gestalten, waren am Tage meines Besuches dieser Stelle, 29. VIII. 1878, alle Schneeflächen von *Protococcus nivalis* karminroth gefärbt, während sich darüber wolkenlos der dunkelblaue Himmel wölbte.

Diese enormen Amphibolgesteine endigen, wie ich dann 1879 constatirt habe, ganz unvermittelt gegen Osten. Sie hören plötzlich auf mit dem nordöstlichen Ausläufergrat des *Mutsch*. Die sogenannten *Mittelplatten*, über welche man vom *Etzlithal* nach *Val Milar* gelangt, bestehen ganz nur aus weissen Gneissen, Protoginen und Feldspathschiefern, ohne jedes Amphibolgestein; das Hornblendegestein liegt östlich oben darauf, ohne als eingeklemmte Zone mit dem Fallen in die Tiefe zu gehen. Noch deutlicher konnte ich am Westabhange des *Piz Giuf* ein Gleiches constatiren (Profil 1). Das Hornblendegestein ist dem weissen Granit mit scharfer wenig nördlich ansteigender Grenze unvermittelt aufgesetzt, es geht auch gegen *Wichlenmatt* nicht zur Tiefe.

Das puntaiglasartige Gestein des *Piz Giuf* verhält sich also ganz anders als der wirkliche Puntaiglasgranit. Letzterer ist ein normales, zonenförmiges Glied im Centralmassivfächer, ersteres sitzt nur auf kurze Erstreckung unvermittelt oben auf. Dies legt den Gedanken nahe, dass wir es hier mit einem alten gegenüber seiner ursprünglichen Lage umgedrehten Eruptivstock, einer Art Eruptivsyenit zu thun haben. Die wenig prägnante centralmassivische Schieferung wäre dann ein Resultat der Pressung, und es läge

uns hier der Fall vor, dass das Clivage der Centralmassivgesteine auch auf ein quer aufgesetztes Eruptivgestein überspringt, analog wie es auch auf ein Sediment hinübersetzen kann.

Wir werden im Gotthardmassiv einem ähnlichen Falle am *Piz Stavelatsch* begegnen.

Im Uebrigen erscheint Hornblende mehr accessorisch in manchen Gesteinen der Granitgneisszone, so an folgenden Orten:

Hintergrund des *Fellithales* bei circa 2250 m. Meerhöhe, schmale Zone von schönem Hornblendegestein mit grossen Orthoklaskrystallen und viel Titanit. Bei *Müllersmatt* im oberen *Fellithal* findet sich dem *Spillauibach* entlang und zum Theil gegen den *Kreuzlipass* weiter streichend ein schöner Hornblendegneiss mit schönen Feldspathkrystallen, viel Hornblende und Titanit. Es ist Neigung da, in Puntaiglasgranit überzugehen.

Etwas südlich der *Müllersmatt* folgt nach einem Streifen granitischen Gneisses abermals Hornblende, Titanit und Chlorit führender Gneiss mit Euritgängen, und erst weiter beim Anstieg gegen die *Mittelplatten* folgen die dortigen Gneisse und Protogine.

Durch das *Fellithal* hinaus traf ich keine Amphibolite mehr bis zu denjenigen der Sericitgneisszone am Bristengipfel und Felliausgang.

Der Hornblendegneiss der *Brunniaalp* ist demjenigen von *Müllersmatt* im Etlithal nicht unähnlich, auch enthält er Titanit, indessen liegt er doch nicht mehr direct an der Grenze der Granitgneisszone, sondern schon mehr in der Sericitgneisszone.

Endlich haben wir noch zu erwähnen den vollständig massigen Syenit am *Kehlstock* und am *Nordabhang des Piz Ner* gegen den *Puntaiglasgletscher*. Da ist die centralmassivische Schieferung gar nicht vorhanden, obschon Quetschungsspuren im Gesteine nicht fehlen. Dieser Syenit zeichnet sich wiederum aus durch sehr viel Titanit. Er bildet Uebergänge in den Granit des *Piz Ner* und ist durchschwärmt von Euritgängen. (Näheres über diesen Syenit im 79, S. 16.)

5. Die Gneisse der Granitgneisszone enthalten hie und da Einlagerungen von Chloritgneiss und Chloritschiefer, doch sehr spärlich. Solche Stellen sind: *Gulmenstutz* im Etlithal Chloritgneiss von 70° SSO-Fall, ein-

gelagert in feinem, hellgrauem Gneiss, ebenso, etwas sericitisch zugleich, weiter oben zwischen dem granitischen Gestein und dem Amphibolit von *Müllersmatt*. Ganz dünne Streifen von Biotit-Chloritschiefern treten nicht selten zwischen den Gneiss- und Protoginplatten auf, so im Hintergrunde vom *Fellithal* etc.

D. Die südliche Gneisszone.

Die Gesteine, welche direct südlich an die Granitgneisse sich anlehnen, sind vorherrschend hellgraue bis weissliche, feinkörnige Gneisse. Meistens, so z. B. im unteren Theile der Thäler *de Val*, *Giuf*, *Milar*, *Strim* und den zwischenliegenden Gräten, ist dieser Gneiss glimmerarm. Oft hat er ausgeprägte Linearstreckung. Er kann sogar durch Glimmerarmuth ganz felsitisch oder euritisch werden, wie z. B. unten im *Val Milar* und am südlichen Theil des *Crispalt*, ferner besonders am südlichen Ausläufer des *Piz Aul*, zwischen *Val Segnas* und *Val Strim*. Hier finden wir die entsetzlichen Schluchten-systeme des *Drun*, des Baches von *Sedrun*, eingerissen in ganz kaolinisirten euritischen Gneiss. Weit spärlicher sind die glimmerreichen, braunglimmerigen und zweiglimmerigen Gneisse. Solche erscheinen als untergeordnetere Einlagerungen im unteren Theile des *Val Milar*, nördlich am *Tiarmspass* etc. Sie erinnern hier oft sehr an den Erstfeldergneiss, von dem sie sich nur durch etwas mehr Flaserung unterscheiden. Auch an der Nordseite des *Oberalppasses* habe ich oft Gneisse getroffen, die ich geneigt bin, als Aequivalente des Erstfeldergneisses zu betrachten. Die Gesteine streichen durchweg normal und fallen meistens mit 75—90° SSO ab. An einigen Stellen aber, so z. B. am *Culm de Vi* oberhalb *Plaun grond* am Südausläufer des *Piz Aul* und im *Val Segnas*, kommt auch Einfallen von 50° nach NW vor.

Die Abtrennung der südlichen Gneisszone von der Granitgneisszone ist hier weit weniger klar, als westlich im Urserenthale. Mir scheint, ich thäte vielleicht besser, sie bei der Granitgneisszone zu belassen. Das einzige Characteristicum sind die spärlichen Einlagerungen von Gneissen ähnlich demjenigen von Erstfeld.

Ebenso unscharf ist die Abgrenzung der südlichen Gneisszone gegen die Muldenzone des Tavetsch, welche die Fortsetzung der Urserenzone ist.

Die südliche Gneisszone ist niemals stark, sie ist aber doch bei *Disentis* und bis zum *Val Puntaihlas*, wo sie dann unter den Verrucano taucht, bedeutend breiter, als etwa im *Urserenthal* und am *Oberalppass*. Oberhalb *Somvix* stellt sich in derselben nochmals ein Protoginstreifen ein, ebenso am *Plaun grond* oberhalb *Mompe Tavetsch*.

Im Schichtenbau erinnert die südliche Gneisszone im Tavetsch vollständig an ihre Fortsetzung im Urserenthal und oberen Rhonethal. Der Aarmassivfächer ist im Ganzen unsymmetrisch ausgebildet, indem er schief gegen Norden überliegt und seine senkrechten Schichten am Südrande der Granitgneisszone oder in der südlichen Gneisszone sich finden, während nur die südlicheren Schichten der letzteren — und auch dies nur stellenweise — oder die Schichten der südlich anliegenden Muldenzone wieder bergewärts, d. h. gegen NNW, einfallen.

E. Der Muldenzug des Tavetsch.

Im Ganzen erinnert dieser Muldenzug des Tavetschgebietes, der die Fortsetzung der Oberrhonethal-Urserenmulde ist, in ihrem Bau an die Zone der Sericitgneisse und Phyllite, der er wohl auch entspricht. Er zeigt eine gleich orientirte Einseitigkeit in der Ausbildung, indem das Profil bei alldem, 50 bis 80° steilem SSO-Fallen von N nach S auch hier lautet: Aeltere Gneisse, Spuren oder zerrissene Fetzen einer eingeklemmten Kalkmulde, dann Sericitgneisse und Phyllite, dann wieder ältere Gneisse. Auch hier liegen, wie bei *Fernigen*, die Kalkbildungen (Jurakalk und Marmor im *Urserenthal*, Marmor bei *Disentis*) nicht in der Mitte des Sericitgneisszuges, sondern an seinem Nordrande.

Die Profile des Urserenthales, sowie dessen Kartirung durch *Baltzer*, zeigen deutlich, dass dort die Unsymmetrie der Urserenmulde dahin geht, dass der Sericitgneiss dem Südschenkel der Mulde gehört und die Schichtreihe von unten nach oben, gleich wie von Süden nach Norden, lautet:

Gneiss, Sericitgesteine, Rauchwacke, Jurakalke. Der Nordschenkel der Mulde ist zerdrückt oder ausgeblieben, dort fehlen Rauchwacke und Sericitgneiss und an den Kalk lehnt sich gleich der Gneiss. Die Formel für diese Mulde würde darnach lauten: Mulde mit verkümmertem Nordschenkel.

Ich nehme an, dass dieser Bau sich auch in der Tavetschermulde fortsetze, obschon meine bisherigen Beobachtungen keine so bestimmten Anhaltspunkte darüber gegeben haben, wie wir sie im Urserenthal finden. Rauchwacke, erkenntlicher Röthidolomit, ist im Tavetsch in dieser Zone nicht gefunden. Die einzige Stelle, welche Kalk aufweist, ist der Streifen hinter dem *Kloster Disentis*. Derselbe liegt richtig auch am Nordrande, oder doch nahe dem Nordrande der sericitischen Zone. Der Kalk ist theilweise innerlich halb zermalmt, oft grau und weiss geflammt oder in einen weissen Marmor mit Streifen von gestrecktem Glimmer umgewandelt. Dazwischen sind einzelne Bänke noch dunkelgrau geblieben. Sie erinnern an Hochgebirgskalk, sind aber etwas krystallinisch geworden und enthalten auch dolomitische Substanz.

Der Muldenzug des *Tavetsch* ist nicht einfach, sondern die Mulde wird hier doppelt. Der nördliche Theil der Doppelmulde, der nur unvollkommen gegliedert ist, entspricht der Fortsetzung der Urserenmulde, der südliche Theil der Doppelmulde ist viel besser ausgebildet und entspricht einer Gabelung des Gotthardmassives, die schon in der Gegend des *Piz Badus* angedeutet ist. Diese südlichere Mulde öffnet sich oben an den Bergen (*Carvera*, *Nadils*) weiter und keilt sich gegen die Thaltiefen aus, was ihrer Muldenatur entspricht. Das Profil der südlicheren Mulde ist weit vollkommener. Es lautet von Nord nach Süd, wo es am vollkommensten ist: Sericitische und glimmerige Gesteine, unterer Verrucano, Anthracitschiefer, oberer conglomeratischer Verrucano und Verrucanothonschiefer, Röthigruppe, violette und grünlich quarzitisches Quartenschiefer (*Carvera*), Liasische Bündnerschiefer mit *Pentacrinus tuberculatus* und *Belemniten*, unterer Verrucano, Sericitgesteine und endlich Gneisse des Gotthardmassives.

Diese südlichere Mulde reicht mit dem Bündnerschiefer von *Val Zafragia* bis *Alp Noal* auf 23 km. Länge. Bei dieser Mulde ist wiederum der Nordschenkel besser ausgebildet als der Südschenkel. Westlich verschmelzen die Sericitschieferschenkel und reichen noch als Zipfel zwischen die Glimmergneisse

des Gotthardmassives hinein. Die Abgrenzung der Gesteinsarten ist hier freilich nicht mehr scharf. Oestlich von *Truns* ist die Doppelung der Mulde im Verrucano noch angedeutet. Die Spuren des gesammten Muldenzuges verschwinden dann unter Obersaxen im Verrucano gänzlich.

Die sericitisch-glimmerschiefrige Zone des *Tavetsch* ist also ohne Zweifel im Ganzen ein Muldenzug im Verhältniss zu den beiden Massiven des Finsteraarhorn und des Gotthard, zwischen denen er liegt. Er enthält nördlich nur eine Andeutung secundärer Kalksteine, südlich eine gut gegliederte Mulde, die bis in den Lias hinaufreicht. Er ist vielleicht das Aequivalent unserer Sericitgneisszone des Maderanerthales. Im Einzelnen ist es aber sehr schwierig, diesen Tavetscher-Muldenzug zu gliedern. Schwer gangbare, bewaldete Schluchten, viele Wälder und im Thalgrund ausgedehnte Schuttkegel verhindern oft die zusammenhängende Beobachtung. Wenn ich hier noch einige Notizen über den Tavetscher-Muldenzug beifüge, so beziehen sich dieselben bloss auf den nördlicheren Theil bis an den Rand der Bündnerschiefermulde. Diese letztere wird im Abschnitt über Bündnerschiefer besprochen, und der südlich folgende Zug sericitischer Schiefer zählt schon zum Gotthardmassiv.

K. v. Fritsch hat in seiner Karte und seinen Profilen versucht, den Tavetscher-Muldenzug zu gliedern von N nach S in 1) Bündnerschiefer übergehend in Glimmerschiefer (Profil Nr. 11), 2) Sericit und Chlorit führende Phyllite und Gneisse, 3) Glimmerschiefer, 4) Glimmerreicher Gneiss in Glimmerschiefer übergehend. Ich kann mich dieser Gliederung nicht anschliessen. Eine Zone von Glimmerbündnerschiefer, wie sie sein Profil 11 angibt, besteht im Tavetscherthale nach meinen Beobachtungen nicht. Die Abänderungen Nr. 2, 3 und 4 wechseln so mannigfaltig mit einander ab, dass ich das Ganze nur für einen Complex halten kann.

Im Tavetscher-Muldenzug finden sich manche Abänderungen der Gesteine im Handstück identisch mit solchen des Maderanerthales. Ich besitze Handstücke von Urserengneiss, die nicht von feinkörnigen Gneissen am Ausgang des Fellithales unterschieden werden können. Allein diese Gleichheit ist nicht die Regel. Es ist vielmehr besonders hervorzuheben, dass im Allgemeinen in dem Tavetscher-Schieferzuge die Gesteine einen etwas anderen Habitus haben, als diejenigen der sericitischen Zone B des Aarmassives.

Während dort die Sericitgneisse über die Sericitphyllite vorherrschen, findet hier das Umgekehrte statt. Zudem herrscht im Tavetsch weit grösserer Glimmerreichthum als im Maderanerthal. Auch weisser Glimmer stellt sich massenhaft und oft in grossen Blättchen ein, wie ich ihn im Maderanerthal nie gesehen habe. Aechte Sericitgneisse sind zwar häufig, aber es sind hier die Gesteine meistens feinkörniger. Schillernde, feine, glimmerreiche, bald talkhaltige und vielfach sericitreiche Thonschiefer von hellbrauner oder grüner Farbe nehmen einen bedeutenden Antheil am Aufbau dieser Zone. Ausgezeichnete Linearstreckung ist häufig. Besondere Einlagerungen sind Talkschiefer und Chloritschiefer, während Amphibolite weit spärlicher und weniger mächtig auftreten, als im Maderanerthal (etwa drei schmale Streifen in der Medelserschlucht etc.). In den seidenglänzenden, feinen, sericitischen Thonglimmerschiefern finden sich Bänke von schönem, reinem Talkschiefer eingelagert. Dieselben werden bei *Disentis* ausgebeutet zu Ofenplatten. Talkschiefer kommen vor: Unter *Calmot* an der Oberalpstrasse oberhalb *Tschamutt*, bei *Sut Crestas* bei *Tschamutt* finden sich schöne Gletscherrundhöcker auf dem „Giltstein“, der hier ausser Talk noch Serpentinstreifen enthält. Der bei *Disentis* ausgebeutete Talksteinzug liegt rechts des Tavetscherrheines und die Gruben liegen einige hundert Meter oberhalb seines Zusammenflusses mit dem Mittelrhein. Oberhalb *Perdomet* konnte ich den Talkschiefer nicht finden, wohl aber ist er vom Somvixerrhein gleich hinter *Surrhein* durchschnitten und zieht von da an der rechten Thalseite hinaus bis unfern *Trons*. Ein vereinzeltes, weniger schönes Vorkommniss liegt nach Theobald über *Disentis*.

Als Beispiel gebe ich hier das Gesteinsprofil des Talkschieferzuges bei *Surrhein* am Somvixerrhein. Von Norden nach Süden überlagern sich mit circa 35° SSO-Fall die Gesteine wie folgt:

Glimmerschiefer.

Feine holzfarbige Thonglimmerschiefer mit einzelnen felsitischen Bänken.

Weissgelber seidenglänzender Thonglimmerschiefer mit einzelnen talkig grünlichen Glimmerschieferlagen 10 m.

Sericitischer Glimmerschiefer.

Feinschiefriger grünlicher Glimmergneiss, darin einige Lagen eines Amphibolchloritschiefers und eine circa 2 m. starke feste Amphibolitbank.

4 m. fester Caloritschiefer.

6 bis 10 m. weisslich grünlicher, feinschuppiger Glimmerschiefer.

1 m. Talkschiefer bald fast rein, bald mit Uebergängen in Chlorit- und Biotitschiefer.

Chloritische Glimmerschiefer.

Graue feste Glimmerschiefer.

Weissliche sericitische Glimmerschiefer.

Manche der Sericitphyllite sind kalkhaltig und gehen ausnahmsweise in Marmorschiefer über (so z. B. unterhalb *Perdatsch* in *Val Nalps*, bei *Clavadias* in *Val Somvix* etc.).

Zirkon, Disthen, Turmalin, Beryll treten gelegentlich auf.

Das Zurücktreten der Amphibolschiefer und das Häufigwerden von Talk und Chlorit führenden Schiefern deutet darauf hin, dass hier die Umwandlungsvorgänge, welche Talk und Chlorit aus Amphibol und Biotit erzeugen, schon weit vorgeschritten sind.

Die Lagerung der Schiefer im Tavetschermuldenzug ist normal streichend und vorherrschend 40 bis 80° SSO abfallend. Nicht selten aber kommen sonderbare locale Abweichungen vor. So treffen wir bei *Tschamutt* einen wilden Glimmerschiefer mit schwarzem und weissem Glimmer und oft grossen Amphibolkrystallen, der bald verworren, bald fast massig ausgebildet ist, aber, wo er deutlich geschiefert ist, quer streicht und 30 bis 45° gegen Osten abfällt. Am Ausgang der *Rabiusaschlucht* wendet sich das Fallen nach Norden um. Das Gleiche findet noch an mehreren Orten am Fusse des nördlichen Thalgehänges statt, etc. Linearstreckung der Schiefer ist sehr häufig im ganzen Gebiet unserer Tavetscherzone.

Schliesslich verweise ich auf die im Anhang hier folgenden mikroskopischen Analysen.

Einlagerungen ganz besonderer Art, welche unserem Muldenzuge angehören, sind einige Eruptivamphibolite. Dieselben sind:

1. Im Medelserthal unter *Curaglia*, wo die Strasse linksrheinisch eben in die Felsenkluse eintritt, treffen wir auf 2 je circa 2 m. mächtige voll-

kommen massig ausgebildete Lagergänge eines schönen dioritischen Gesteines, welche im Talkglimmerschiefer auftreten. Der letztere wird ganz in der Nähe bei der Strassenbrücke über den Medelserrhein grobflaserig. Die Augen der Flaseren scheinen gequetschte Gerölle zu sein.

2. Der massige dioritische Stock am Ausgang des Val Rusein. Ich verweise auf die im Anhang folgende Darstellung von *C. Schmidt*. Ein Ausläufer desselben setzt westlich gegen *Culm de Munt* hinauf und durchsetzt *Val Lumpegnia*. Ich konnte ihn verfolgen bis *Prau Lumpegnia*. Längs der Strasse variiert das Gestein stark. Bald ist Hornblende und Feldspath von Auge sichtbar, bald wird das Gestein ganz aphanitisch, oft ist es hellfarbig, oft schwarzgrün, meist massig ausgebildet. Schwefeleisen und Schwefelkupfer treten unregelmässig darin auf.

3. Wenn wir von der Moränenecke der Strasse unterhalb dem *Dorfe Somvix* hinabsteigen, treffen wir auf einen Complex von 45 bis 50° SO fallender Gesteine, und zwar:

a) Hellgrün schiefriges Gestein mit röthlichen Feldspathkörnern, anscheinend identisch mit dem Verrucano der Umgebungen von Ilanz.

b) Dunkelgrüner Schiefer.

c) Massiges spilitisches Lager, wahrscheinlich ein Ausläufer des dioritischen Stockes vom Ausgange des *Val Rusein*, bestehend nach der Mikroanalyse von *C. Schmidt* aus Plagioklas, Chlorit, Epidot und Magnetit.

d) Violette und grüne seidenglänzende Sericitschiefer.

Die Gesteine Nr. 2, 3 und 4 sind in der Karte Bl. XIV mit *Sv* bezeichnet, was wohl besser nicht geschehen wäre. Der ganze Gesteinscomplex gehört der Grenzregion von Sericitschiefer und Verrucano an.

4. Der prachtvolle Dioritstock im Val Puntaiglas gehört unserer Muldenzone nicht mehr so recht zu eigen, er sei aber hier doch erwähnt. In der Hauptsache an der Thalschwelle der *Puntaiglasalpe* ist er völlig massig ausgebildet, nach oben folgen durch Quetschung entstandene schiefrige Varietäten.

Die dioritischen Gesteine des Val Puntaiglas treffen wir auch in ihrer Fortsetzung bei etwa 1800 m. Meerhöhe im *Val Rabiusa* und an der *Alp*

de *Glievers* oben im *Val Milineun*; vielleicht lassen sie sich noch weiter verfolgen.

Einlagerungen bald massiger bald schiefriger Gesteine, die an eruptive Lagergänge mit mehr oder weniger Stauungsmetamorphose erinnern, traf ich noch hie und da im Gebiete des Tavetscher Muldenzuges.

F. Der unterirdische Ausläufer des Aarmassives.

Das Aarmassiv treffen wir in der Tödigruppe am östlichsten entblösst im *Limmernboden* und im *Val Frisal*. Dort ist es ein Stück, welches der nördlichen Zone der Sericitgesteine angehört, hier ein Stück der Granitgneisszone. Beide sinken nach Osten und werden überwältigt und überdeckt vom Südflügel der Glarner Doppelfalte. Die Zone, welcher die Limmernbodengesteine angehören, entspricht fernerhin einer secundären Falte im Mulden-schenkel der Glarner Doppelfalte; die Zone, die wir im *Val Frisal* entblösst finden, taucht in die Tiefe anscheinend als der Gewölbekern der grossen Südfalte und bleibt fortan im Verrucano tief verborgen. Ueber der Limmernbodenzone erhebt sich der grosse Kamm, welchem *Vorab*, *Sardona-Flimserstein* und *Ringelspitze* angehören, und der nur von wenig tiefen Einsattelungen durchschnitten ist. Die centralmassivischen Gesteine bleiben mächtig bedeckt durch secundäre Sedimente, durch die Eocänbildungen und darüber noch die verkehrte Secundärschichtreihe mit dem übergefalteten Verrucanodach. In dem tiefen alten Rheindurchschnitt *Kunkelspass-Pfäfers*, der, ein ächter Thaltorso, jetzt nur noch von einem ehemaligen Nebenfluss des Rheines, der Tamina, durchspült wird, da wird zuerst unsere complicirt gebaute Kette wieder durchgeschnitten, hinab durch die Ueberlagerung und hinab bis in den centralmassivischen Kern. Unter einer prachtvollen normal entwickelten Sedimentschichtfolge von Eocän, Kreide und Jura folgt der stark entwickelte Röthidolomit¹⁾ und darunter Verrucano und Sericitschiefer. Die Stelle, wo

¹⁾ In unserem Profil Nr. 15 sind im Röthidolomit irrthümlicher Weise die rothen Punkte vergessen. Es ist hier durchweg dichter Röthidolomit, kein Gyps und keine Rauchwacke.

die Unterlage des Röthidolomites am höchsten geht, hat am Ostausläufer der *Ringelspitze* 1200 m. Meerhöhe, gegenüber am *Calanda* noch 1130 m. Dann weiter östlich sinkt dieser Ausläufer des Aarmassives offenbar rasch ab, denn in seiner verlängerten Streichrichtung bei *Untervatz* an der Ostseite des *Calanda* bleibt er tief unter dem Thalboden des jetzigen Rheinlaufes, der dort circa 530 m. Meerhöhe hat. Der Verrucano unter dem Rheine kann dort nicht höher als bei circa 200 bis 300 m. unter Meer liegen. Also erst auf dieser Strecke verschwindet der letzte Centralmassivrest relativ plötzlich, es verschwindet auch hier die Glarner Doppelfalte, und damit in Zusammenhang steht die Drehung in der Streichrichtung, welche uns im *Calanda-Luziensteig-Gonzen-Kammeggkamm* entgegentritt.

Treten wir hinter *Vättis* in den Ausgang der *Calfeusenschlucht* und steigen wir dort beiderseits an den Abhängen herum, so finden wir zunächst, dass die hier unter dem Röthidolomit aufgeschlossenen Schiefergesteine in der Hauptsache durchaus ächt centralmassivisch gestellt sind mit ihrer Schieferung und ebenso, wenigstens an einigen Stellen beobachtbar, mit ihrer durch petrographische Wechsel angedeuteten Schichtung. Die Schieferung und Schichtung fallen, wo ich sie beobachtet habe, zusammen und streichen S W—N O mit Fall circa 60° nach S O.

Wenn ich aber den hier vorkommenden Gesteinen einen Namen geben soll, bin ich in einer Verlegenheit, welche sehr wahrscheinlich auch die Mikroskopiker nicht zu heben im Stande sind. Der grösste Theil sind sericitische, weiss seideglänzende, durchscheinende Phyllite, welche solchen Gesteinen aus dem Profil der *Medelerschlucht* oder des unteren *Somvixerthales* gleichen. Einzelne Lagen kann man am ehesten für gequetschte Sericitgneisse halten, sie erinnern z. B. an die Gesteine des *Sandgrates*. Hie und da meint man wieder, die halb sericitisirten euritischen Gneisse der Gneissgranitzone vor sich zu haben. Ein anderer Theil der Schieferplatten aber sind gleich dem Verrucano der *Sandalp* oder dem deutlich klastischen Verrucano von *Ilanz* oder wieder dem gneissähnlichen Verrucano des Steilabhanges unter *Obersaxen*, und des unteren *Zafragiatobels*, welche Verrucanoabänderungen freilich alle auch reich an Sericit sind. Dann treffen wir, z. B. nordwestlich über *Vättis*, dunkel graugrüne sericitische Phyllite und Thonschiefer, welche

auf's Haar denjenigen der Carbonbildung am *Bifertengrätli* oder den carbonischen Einlagerungen ob der *Wildmaad* im Kärpfgebiet gleichen. Nördlich *Vättis* gegen den *Kreuzbach* traf ich weitere schwarze Schiefer, die ich nach ihrem Ansehen ohne Zögern Anthracitschiefer nenne. Ich habe in der Karte die centralmassivisch gestellten Gesteine bei *Vättis* mit *V—Sc* bezeichnet, um damit auszudrücken, dass hier Verrucano und Sericitphyllite vorkommen. Ich muss unentschieden lassen, wie weit hier Druckschieferung und wie weit Schichtung geht, was Verrucano und Carbonschiefer und was ältere Sericitgneisse und Phyllite oder Euritgneisse etc. sind. Ich muss es für das Wahrscheinlichste halten, dass hier verschiedene Gesteine ineinander gefaltet sind und Pressung eine Umwandlung bedingt hat, welche die ursprünglich heterogenen Gesteine in ihrer petrographischen Erscheinung einander genähert hat.

Steigen wir an den Contact hinauf, so treffen wir da an manchen Stellen in schönster Klarheit jene Umbiegung der centralmassivisch gestellten Gesteine unter die Sockelschichten des Röthidolomites, wie ich sie im Atlas zum Mechanismus (79), Taf. IX, Fig. 8, abgebildet habe. An einer unfern des *Kreuzbaches* gelegenen Stelle traf ich unter dem Röthidolomit einige diesem concordant unterliegende Bänke eines sericitischen, gneissähnlichen Verrucano, welche aber von centralmassivisch gestelltem Clivage durchsetzt sind. Es ist dies hier genau das gleiche Gestein, wie es unten am Ausgang der Calfeusenschlucht centralmassivisch steht. Etwa 10 m. tiefer unten — leider ist keine zusammenhängende Beobachtung möglich — ist die flache Schichtung nicht mehr zu sehen. Man sieht hier, dass die centralmassivische Schieferung auch in die sedimentisch aufliegenden Gesteine hineingreift, und dass die centralmassivische Schieferung in diesem Gebiete auch Clivage sein kann.

In der Umgebung von *Vättis* traf ich ferner an einigen Stellen im Contactgebiet auch Reibungsbreccien. Stücke röthlichen krystallinischen Röthidolomites sind eingeknetet in die oberen sich umkrümmenden Theile der Schiefer und von diesen flaserig umfassen.

So viel ist nach den vorhandenen Beobachtungen sicher, dass der Aufschluss bei *Vättis* unter dem Röthidolomit ein ächtes Stücklein Centralmassiv entblösst. — Es zeigt alle bezeichnenden Eigenthümlichkeiten des Aarmassives: Mehr oder weniger krystallinische Silicatgesteine von vor-

herrschend schiefriger Structur, einheitlich streichend und steil einfallend, im Ganzen discordant unter den aufliegenden Sedimenten, mit Erscheinungen des „mechanischen Contactes“ an deren Unterfläche.

Aber dieses Centralmassiv ragt nicht vor als Gebirgsgruppe, es ist nicht ein orographisches Massiv. Der Fall ist in seiner Art von Bedeutung, er bestätigt auf's Schönste eine längst gehegte Vermuthung: Unter manchen Bergketten liegen verborgen „unterirdische“ Centralmassive. Ein Centralmassiv muss nicht nothwendig an die Oberfläche hinausbrechen. Wäre bei Vättis nicht zufällig ein tiefer Thaleinschnitt im Gebirge, so wäre das Massiv verborgen geblieben. Die äussere Begrenzung der Centralmassive ist manchmal nicht nur durch deren tektonische Bedeutung allein, sondern auch durch die Denudationsumrisse bedingt. Auch in der Tiefe, unter dem sedimentären Faltengebirge, das an der Oberfläche gar keine Centralmassive sehen lässt, ist wahrscheinlich das krystallinische Schiefergebirge vielfach in die centralmassivische Faltungsfacies gepresst worden — die eben die mechanische Tiefenfacies der Faltung überhaupt darstellt.

G. Resultate über das Aarmassiv.

Zum Schlusse gestatte ich mir, ausser den eben vorangegangenen noch einige weitere Bemerkungen allgemeiner Art über das Aarmassiv auf unserem Blatte XIV.

Wir können auch hier vielfältig die Beobachtung *Baltzer's* im westlicheren Theile bestätigen, dass in den Tiefen die Gesteine steiler gestellt sind, an den Gräten oben die Fallwinkel vielfach sich verflachen. Wir können dies noch dahin erweitern, dass wir auch in der Höhe im Allgemeinen viel mehr Unregelmässigkeiten im Fallen und Streichen beobachten, als in den tieferen Theilen der Abhänge. Es ist einleuchtend, dass dies der Faltennatur völlig entspricht: Unten haben wir die isoklinalen Schenkel der Faltenschaaren, oben die Annäherungen an Gewölbeumbiegungen oder das Sichöffnen der Mulden.

Im Ganzen ist das Aarmassiv ein nach Norden schief hinüberliegendes fächeriges Falten-system, was einen gewissen Gegensatz ergibt zum Gotthardmassiv, das wenigstens in seinen mittleren Theilen aufrechter steht.

Die wichtigsten Beweise für die Faltennatur des Aarmassives liegen in folgenden Dingen:

1) Die an den Enden erhaltenen Sedimentbrücken oder Brückenstücke zeigen stets nur intensive faltige Stauung.

2) Die schärfsten Falten der Sedimentbrücke tauchen tief und meistens concordant zwischen die Centralmassivgesteine hinab und bilden Zonen im Massive.

3) Es besteht im Streichen ein Sichablösen, eine mechanische Aequivalenz zwischen Centralmassiven einerseits und Falten im Sedimentgebirge andererseits.

4) Zusammensetzung und innerer Bau des Aarmassives, sowie die Erscheinungen des mechanischen Contactes der Centralmassivgesteine gegen die Sedimente sprechen gegen seine eruptive und dilatirende Natur, wohl aber für passive Faltennatur des Massives.

5) Die Eruptivgesteine der Centralmassive sind älter als die Ablagerung der an ihren Rändern gefalteten oder sie überbrückenden, also gleichzeitig mit der Stauung der Centralmassive dislozirten Sedimente.

Gesteine, welche hier in ganz ähnlicher Weise auftreten, wie in anderen Massiven, sind folgende:

Der Erstfeldergneiss wiederholt sich in manchen Abänderungen der südlichen Gneisszone, besonders im Oberalpgneiss. Nur wenig davon abweichend und dem Oberalpgneiss recht ähnlich ist der Glimmergneiss und Streifengneiss des Gotthardmassives. Er erscheint in weniger schöner Ausbildung in der nördlichen Gneisszone des Gotthardmassives, als ausgezeichneter Streifengneiss in der südlichen Gneisszone (*Greinagebiet* etc.). Ihm beizuzählen sind Fellenberg's „Augengneisse“ an der *Bellalp* im Aarmassiv. Im Silvrettamassiv erscheint der Biotitgneiss ebenfalls in zwei ganz entspre-

chenden Abänderungen. Dort stehen die Gneisse am *Sertig* und *Scalettapass* dem Erstfeldergneiss sehr nahe, während sie am Südabhang des *Kühalphornes* in ihrer Streichrichtung in die grobstreifigen, augigen Varietäten des *Greinapasses* übergehen. Aus dem *Montafun* kenne ich die gleichen Gesteine, und im *Liromassiv* östlich ob *Cima gauda* trifft man auf die durchaus entsprechenden Gebilde.

Manche Gneisse der Granitgneisszone des *Aarmassives* sind ununterscheidbar von denjenigen des *Gotthardhospizes*. Die Protogine wiederholen sich in ganz ähnlicher Gestalt. Diejenigen des Gotthardmassives von *Medels* bis *Somvix* sind am ähnlichsten den Mont-Blanc-Protoginen, die Aarmassivprotogine sind in der Regel etwas feinkörniger, sonst identisch. Manche gneissartige Zwischenlager hingegen sind bei Aarmassiv und Gotthardmassiv ganz ununterscheidbar. Die Gneisse im Hintergrunde des *Fellithales* und des *Val de Val* kann ich so wenig von manchen Abänderungen des *Gotthardhospizgebietes* als der *Grimselgneisse* unterscheiden.

Im *Brunnithal* und *Val Gliems* kommt am Nordrande der Granitgneisszone ein Gestein in geringer Ausdehnung vor, welches durchaus identisch ist dem „Cristallina-Granit“ des Gotthardmassives, den wir noch zu besprechen haben.

Die entsetzlich zähen Amphibolite des *Silvrettamassives* haben im Aarmassiv nicht Ihresgleichen, wohl aber einige Analoge im Gotthardmassiv (*Piz Stavelatsch*, *Lagez-Ufiern* etc.). Die Eruptivporphyrite des *Silvrettamassives* fehlen im Aare- und Gotthardmassiv. In letzteren beiden hingegen finden sich in ganz entsprechender Weise die Eurite, im Aarmassiv häufiger, im Gotthardmassive spärlicher, sehr häufig im *Berninamassiv*. Dem Windgälleporphyr des *Aarmassives* und seinen druckschiefrigen Abänderungen entspricht der Felsitporphyr des *Piz Cavel* (*Somvixhintergrund*) im Gotthardmassiv.

Weit verschiedener, als *Aaremassiv*, *Silvrettamassiv*, *Gotthardmassiv* und *Mont-Blanc-Massiv* von einander sind, ist das *Adulamassiv*. Allein auf Umwegen finden wir auch da Aehnlichkeiten. Im *Silvrettamassiv* z. B. fand ich im Thal *Vallorgia* im Gebiet der *Alp Fontana* ächten Antigorio oder Osognagneiss, wie er die Basis des *Adulamassives* und des damit ähnlichen *Simplonmassives* bildet in nächster Gesellschaft mit den Gneissen vom Typus von *Erstfeld* und *Greina*.

Die Hornblendeprotogine des Aarmassives fehlen im Gotthardmassiv. Die streifigen Amphibolite sind in beiden zu finden.

Es kommen also in den verschiedenen Centralmassiven sich entsprechende Gesteine vor, aber fast jedes Massiv hat auch ihm eigenthümliche Facies. Dies ist um so weniger verwunderlich, wenn man sich die Falten ausgeglättet denkt, wodurch man erst der ursprünglich so grossen Distanzen jetzt nahe beisammengelegener Gesteinsmassen gewahr wird. *Baltzer* hat zuerst den Versuch gemacht, zwei Centralmassive, Aarmassiv und Gotthardmassiv, zu parallelisiren. Ich kann meinerseits nichts wesentlich Neues zu einem solchen werthvollen Versuche beitragen. Es scheint mir aber schon von Werth zu sein, wenn man keine Gelegenheit unbenützt lässt, sicher constatirte Aehnlichkeiten, wie sicher constatirte Differenzen verschiedener Massive namhaft zu machen. Schon dieses genügt, um zu zeigen, dass die Centralmassive nicht selbstständige Individualitäten sind.

* * *

Wir haben gesehen, dass weisse, glimmerarme Granitgänge (Euritgänge) sehr zahlreich in der Granitgneisszone auftreten, dass sie aber in der nördlichen Gneisszone, wie in den Sericitgneisszonen, und zwar in der inneren wie in der südlichen, fast ganz fehlen. Dafür trafen wir Gabbro und Amphiboliteruptivmassen in den sericitischen Zonen. Es folgt daraus mit Wahrscheinlichkeit folgende Altersfolge der Erscheinungen in dieser Region:

- 1) Bildung von Protogin, Hornblendeprotogin (Puntaiglas-Granit), Hornblendegestein des Piz Giuf, Gneisse der Granitgneisszone.
- 2) Eruption des Eurites.
- 3) Bildung der Sericitgesteinszonen.
- 4) Eruption der Diorite, des Windgälleporphyr etc.

Eigentliche Contactmetamorphosen eruptiver Art konnte ich nicht constatiren. Die durchbrochenen Gesteine sind zur Umwandlung auch schlecht geeignet. Alle die genannten Eruptionen sind älter als der Verrucano und die Carbonschiefer. Kein einziger Euritgang oder Dioritgang greift in den Verrucano hinein. Dagegen finden wir Euritbrocken in den

carbonischen Arkosen, und eckige Windgällenporphyrstücke in den Carbon-schiefern und Gerölle davon im Dogger. Mit der Entstehung des Alpengebirges hatten also jene Eruptionen keinen Zusammenhang, sie gehören einer viel älteren Zeit an und ihre Producte sind später passiv von der Alpenfaltung mitgeschleppt worden — sie sind alle passive Eruptivgesteine der Alpen.

Das Alter des Aarmassives, das heisst das Alter des Faltungsprozesses, welcher hier krystallinische Schiefer und alte Sedimente in isoklinale und fächerige Falten gestaut hat, wird als nach-eocän erwiesen durch folgende, leicht zu constatirende Thatsachen:

1) Die grossen Randfalten des Aarmassives (Windgällen-Claridenkette), sowie die zahlreichen Falten der sedimentären Ueberbrückung des Massives nahe seinem Ostende haben die Nummulitenkalke mitergriffen.

2) Zwischen den stellenweise in spitzen Mulden in das Centralmassiv eingeklemmten, älteren Sedimenten (Röthidolomit, Jura etc.) bis hinauf in die Eocänbildungen ist nirgends eine ächte, discordante Transgression zu finden, welche auf eine bedeutende, ältere Faltung schliessen liesse, im Gegentheil sind solche Einfaltungen überall, wo die Schichten der Beobachtung erhalten geblieben sind, bis in die Eocängebilde hinein ausgesprochen. Spuren irgendwelcher Faltung während der mesozoischen Aera sind im ganzen Gebiete von Blatt XIV und im Besonderen an den Rändern und Sedimentbrücken der Centralmassive nicht zu entdecken.

3) Das Aarmassiv wird in seinem Streichen im Osten abgelöst von einer Faltengruppe, die mehr nach unten statt nach oben gewendet ist — der Glarner-Doppelfalte — und welche die intensivste Mitfaltung des hier nicht abgewitterten Eocän zum Ausdruck bringt. Die tektonische Aequivalenz oder das Ueberspringen im Streichen vom Centralmassiv in die Glarnerdoppelfalte, also von der Auffaltung der krystallinischen Schiefer in die Hinab- und Hineinfaltung des Eocän beweist die Gleichaltrigkeit von Glarnerdoppelfalte und Aarmassiv, und damit das *posteocäne* Alter des Aarmassives.

4) Das Fehlen von Geröllen der Aarmassivgesteine und seiner jurassischen Randketten in der vorliegenden Miocänen Nagelfluh beweist, dass zur

Miocänzeit das Aarmassiv noch tiefer und noch von jüngeren Sedimenten völlig bedeckt lag.

Für das Aarmassiv lässt sich der Altersnachweis exact aus diesen That-
sachen erbringen.

Wenn ich nun auch längst der Ueberzeugung bin, dass wenigstens $\frac{3}{4}$ der Aarmassivfaltung jünger als Eocän ist, wollte ich damit nicht alle älteren Dislocationen an dieser Stelle, geschweige denn in anderen Theilen der Alpen, leugnen (79, Atlas Taf. XVI, Fig. 9 und 10). Eine gewisse Differenz in der Auffassung von *Baltzer* und *Schmidt* einerseits und mir andererseits bestand, und besteht meines Wissens noch jetzt darin, dass sie sich diese älteren (paläozoischen) Dislocationen etwas bedeutender denken, als ich.

Ueber das Alter der eigentlichen centralmassivischen Auffaltung spricht sich *Baltzer* sehr vorsichtig aus. Er sagt (Lfg. 25, S. 112): „Es folgte nun die spätere postjurassische Auffaltung des Massivs, die mit wechselnder Intensität bis in die Tertiärzeit hinein andauerte“. Mir scheint, dass er angesichts der ungeheuren concordanten Einfaltung des Eocänes in den Jura an den Engelhörnern (Lfg. 25, Taf. III, Profil IV) füglich etwas bestimmter hätte sein dürfen. Jenes Profil erinnert durchaus an die Verhältnisse der Windgällen-Claridenkette und in seinem nördlichen Theile an den Nordflügel der Glarnerdoppelfalte im Griesstock und am Klausenpass (unser Profil 4). Mir scheint, dass dasselbe, trotz dem Fehlen der Kreide, welches selbst wiederum eine auffallende Analogie von Engelhörnern und Windgälle ist, dahin gedeutet werden muss, dass die die Sedimentkeile einwickelnde centralmassivische Faltung auch hier in ihrer Hauptsache nicht nur „postjurassisch“, sondern sogar jünger als Eocän ist.

Darüber sind wir völlig einig, dass in der paläozoischen Zeit wohl einige Gebirgswellen, Eruptionsberge und Eruptionsdecken vorhanden sein mussten, aber ein Centralmassiv mit fächeriger Schicht- und Schieferstellung ist erst durch den postmesozoischen oder gar post-eocänen Horizontalschub gestaut worden.

Wir haben zwei Mittel, den horizontalen SSO — NNW gerichteten Zusammenschub in der Erdrinde ungefähr zu schätzen, welcher das Aarmassiv gestaut hat. Dies ist: 1) Messung und Abwicklung der Falten der sedimentären

Brücke. Da eine solche nur im östlichen Theile vorhanden ist, belehrt uns dies nur über das sinkende, seinem Ende nahe Centralmassiv. 2) Messung und Abwicklung der Falten, welche im Streichen des Massives dasselbe ablösen oder ersetzen (Glarnerdoppelfalte). Ich habe diese Betrachtungen im „Mechanismus“ (79, Bd. I, S. 239—241 und Bd. II, S. 171 etc.) durchgeführt. Das vollkommen klare Resultat ging dahin, dass die ursprüngliche Breite der jetzt im Aarmassiv vorliegenden Alpenzone wenigstens etwas mehr als das Doppelte von der jetzigen Breite betragen haben muss. Eine neue Nachmessung an Hand der verbesserten neueren Profile hat mir wiederum das Gleiche, eher etwas mehr noch, ergeben.

Recht bezeichnend ist die Thalbildung im Aarmassiv. Wird es durch das *Aarethal* grösstentheils, durch das *Reussthal* ganz durchschnitten, so sehen wir östlich der Reuss die beiden Längsthäler *Maderanerthal* und *Tavetsch* auf den Muldenzonen des Centralmassives. Die centrale Gewölbezone aber ist von Querthälern so durchfurcht, dass sie in lauter Querkämme (*Rienzerstockgrat*, Grat von *Crispalt-Piz Giuf-Bristenstock*, Grat *Piz Aul-Oberalpstock*, *Cavardiras-Düssistock*) zerstückelt erscheint. Kaum ist mir anderswo die Allgewalt der Thalbildung und Gebirgsmodellirung durch Flusswirkung und Verwitterung so grossartig vor die Augen getreten, wie beim Blick vom *Bristenstock* und vom *Piz Giuf*. Alle sichtbare Formung ist das Werk dieser äusseren Agentien, und die ursprüngliche Gestalt ist vollständig verwischt. Die Modellirung der Ruine ist bedingt durch die sie durchfurchenden Wasseradern, und die Abbrüche und Abrutschungen gegen dieselben hinab. Die Formen stehen vielfach völlig ihrem inneren Bau zum Trotze gestaltet, und hoch in die Lüfte hinauf müssen wir uns versetzen, wenn wir im Geiste die ursprüngliche Sedimentdecke über dem Centralmassive schauen wollen. Wir hören die Verwitterungstrümmer stetsfort zur Tiefe stürzen und unten die Flüsse bei ihrer Arbeit rauschen. Das grosse Werk der Zertrümmerung geht seinen Gang fort und fort.

Fünfter Abschnitt.

Die Tödigruppe, eine gefaltete Sedimentbrücke des Aarmassives.

„Im Tiefmeer wurde gebildet,
Was jetzt als höchste Warte ragt.“

Gegen Osten sinkt das Aarmassiv zur Tiefe. Dieses System antiklinaler fächerartig gestellter Gewölbe wendet sich gewissermassen um in ein System ebensolcher Mulden. Im Centralmassiv hat die Erdrinde faltend nach oben dem Seitendruck nachgegeben, weiter östlich thut sie dies faltend nach unten. Das Centralmassiv kehrt sich gewissermassen nach unten und wird zur Glarner Doppelfalte (145, Faltungshorst und Faltungsgraben, S. 85 und 86). Die Wende vollzieht sich unter der so grossartig gegliederten *Tödigruppe*. Die östlich tief liegende normale Sedimentdecke steigt hier noch auf den untertauchenden Rücken des Centralmassives hoch hinauf. Sie ist aber durchlöchert und zerfetzt hervorgegangen aus dem langen Kampfe mit Verwitterung und Ausspülung.

Da sehen wir als vom Nordrande, d. h. von der Randkette, noch südlich auf das Centralmassiv vorragende Zipfel oder Halbinseln der Secundärgebilde: Die Achsel am *Düssistock* oberhalb dem *Hüfäpli*, Profil 3, den *Catscharauls* und *Hinter-Spitzälpelistock*.

In der Mittelfurche des sich am Ostende tief gabelnden Centralmassives steigt ein synklinaler Sedimentkamm gegen Westen, welchem *Kistenstöckli* und *Bifertenstock* mit ihren Nummulitenkronen, die noch bis 3426 m. Höhe reichen, angehören, und der sich in *Piz Urлаun*, *Stock Pintga* und *Stockgron* verlängert.

Nur durch eine schwache Röthidolomitbrücke an der *Porta da Spescha* damit verbunden, sitzt nördlich neben dem Westende dieses Kammes der gewaltige trapezförmige firngekrönte Juraklotz des Tödi. Er bildet mit 3623 m. den höchsten Gipfel unseres ganzen Gebietes von Blatt XIV. (Verglichen zahlreiche Abbildungen in 79, Atlas.) Eine zweite dünne Brücke hängt ihn nördlich über die *Röthi* durch die *Obere Sandalp* mit der Randkette zusammen.

Eine mächtige Brücke über die nördliche Gabel des Centralmassives bildet der *Selbsanft*, während südlich des *Bifertenstock* aus zackigen Lappen der *Piz Frisal* und die *Brigelserhörner* aufgebaut sind.

Auf dem nördlichen Gipfel des *Piz Cambrales* sitzt ein Fetzchen Röthidolomit, der eine kleine Falte zeigt, als isolirte Insel der kalkigen Formationen auf, und auf dem südlichen Gipfel desselben Berges kleben heute noch einige Röthidolomittrümmer als letzte Reste der einst zusammenhängenden Decke!

Das Gebiet des *Sandgletschers* ist eine tief eingerissene Einbuchtung in der Sedimentdecke; der Kessel der *Untersandalp* mit der *Bifertenalp*, ferner der *Limmernboden* und das *Val Frisal* sind Löcher in derselben. *Spitzülplistöcke*, *Tödi*, *Selbsanft* bildeten früher ein zusammenhängendes Dach. Bei erstem und letztem ist die Kreide und Eocädecke noch vorhanden, beim *Tödi* bilden Balfriesschiefer (Tithon) die Oberfläche mit den höchsten Gipfeln. Ueberall unten in diesen Löchern oder Einbuchtungen in der Sedimentdecke kommt das Centralmassiv mit seinen steil gestellten krystallinischen und halbkrySTALLINISCHEN Silicatschiefern zum Vorschein, umfasst von dem gelbrothen Röthidolomit, der getreu den zackigen Rand der faltigen Sedimentdecke als deren unterstes Glied umsäumt, oder von Zeit zu Zeit in einer spitzen Einknickung in die Centralmassivgesteine hinab geklemmt ist¹⁾. Wäre das Centralmassiv nach der älteren Auffassung eine Zone der Dilatation im Alpenkörper, so

¹⁾ K. v. Fritsch gibt in seiner „Allgemeinen Geologie“ (Ratzels Bibliothek geographischer Handbücher) 1888, Seite 92, eine Abbildung von „Verwerfungen der krystallinischen Schiefer, des Röthidolomites und der aufgelagerten Juraschichten im Kessel bei der unteren Sandalp“. Allein diese Darstellung beruht auf einer unzulänglichen Beobachtung. Steht man im unteren Theil der Untersandalp, so kann man dieser Täuschung verfallen. Wenn man aber weiter herumsteigt, und namentlich wenn man sich gegenüber in gleiche Höhe begibt, oder gar wenn man zu den „Verwerfungen“ am Röthidolomit hinaufklettert, dann wird man bald gewahr, dass die vermeintlichen Verwerfungen nur die Kanten coulissenartig

läge es nahe, diese Zerfetzung der Sedimentdecke als Resultat von Zerreißungen anzusehen. Betrachten wir aber den inneren Bau dieser Sedimentmassen, so entdecken wir an jeder Stelle nur die Spuren gewaltiger seitlicher Compression, nirgends aber Formen des Zerreißens durch Zug.

Eine fast lückenlose Sedimentbrücke über das Centralmassiv bildet die Linie: *Gemsfayerstock*, *Geissbüztstock*, Hütten der oberen *Sundalp*, *Sandgipfel* (= nördlichster Gipfel des *Tödi*, 3418 m.), *Tödi*, *Piz Urlaun*, *Bifertenstock*, *Piz Frisal*, *Brigelsrhörner*. Eine andere geschlossene Sedimentbrücke geht vom *Thierfeld* über den *Selbsanft* nach dem *Bifertenstock* etc.

Die Schichten dieser Brücken sind alle intensiv gefaltet, und zusammengedrängt, wie es unsere Profile Nr. 4, 5 und 7 zeigen. Denken wir uns die Falten ausgeglättet, so erhalten wir eine bedeutend breitere Gebirgszone. Jeder einzelne noch von der Abwitterung verschonte Sedimentetzen hat seine Stauung, seine Falten, seine mechanischen Gesteinsumformungen aufzuweisen. Ich erinnere an die kleine scharfe Biegung des Röthidolomites auf dem Gipfel des *Piz Cambriales* (79, Taf. V, Fig. VIII b), an die Falten am *Stock Pintga* (79, Taf. XII, Fig. 1, 2 und 6), an die Fortsetzung der Pintgafalte am Südrande des *Piz Urlaun*.

Hier, am Südfusse des *Piz Urlaun*, sind jetzt, da der Gletscher sehr stark zurückgewichen ist, die unter dem Röthidolomit erscheinenden Anthracitschiefer viel besser zu beobachten als früher, da ich Taf. V, Fig. IX b in (79) zeichnete. Der Anthracitschiefer ist in der Schieferstellung der Centralmassivgesteine ausgezeichnet geschiefert. Diese Schieferung ist aber Clivage. Wir haben hier — und das Gleiche wiederholt sich am Grat des *Stock Pintga* — einen jener Fälle, auf die *Baltzer* zuerst aufmerksam gemacht hat, wo die Schieferung des Centralmassives in die Sedimente hineinsetzt und sich dadurch selbst als Clivage erweist.

vorspringender Theile des Berges sind, hinter welchen die Schichten, hie und da gefaltet aber ungebrochen, fortsetzen. Diese Verwerfungen existiren absolut nicht. Ich verweise auf meine Abbildungen eben dieser von *K. v. Fritsch* missdeuteten *Selbsanftwand* in der *Untersandalp* in 79, Atlas, Taf. IX, Fig. 11 und 12, ferner Taf. VI, Profil XI, und auf unser jetziges Profil Nr. 7. Diese Darstellungen beruhen allerdings nicht bloss auf dem Anblick von einem tiefen Standpunkt im vorderen Theile der *Untersandalp* aus, sondern auf vielfältigem Herumsteigen in diesem Gebiete.

Dieser Südfuss des *Piz Urlaun* zeigt noch ein anderes schönes mechanisches Phänomen, das noch vor 10 Jahren durch den *Gliemsgletscher* verhüllt war: Der Röthidolomit hat einen verzweigten Bruch von über 20 m. Tiefe, in welchen hinein der weiche Quartenschiefer, zugleich unendlich gefältelt und verrutscht, gerade so gequetscht ist, als ob er ein injicirendes Eruptivgestein wäre. Das ist also ein Einguetschungsgang, oder ein Injectionsgang, gebildet von festem Material unter hohem Druck (Taf. VII, Fig. 5).

Ich erinnere ferner als Beweis für Zusammenschub in der Sedimentbrücke und in ihren Fetzen an die Fortsetzung der Urlaunmulde in den *Piz Frisal*, und besonders noch an die Falten am *Tödi* selbst (Profil 4 und 5 und Taf. V, Fig. 1). In Beziehung auf die letzteren habe ich zu der früheren Darstellung noch eine verbessernde Ergänzung nachzutragen. Die scharf geklemmte Mulde zwischen *Tödi* oder genauer *Bleisaverdas* und *Piz Mellen* enthält im oberen Theil noch jurassische Gesteine (Taf. V, Fig. 1). Mit dem Röthidolomit stellt sie sich tiefer unten fast genau parallel zum sericitischen Gneiss, und ist tief in's Centralmassif in centralmassivischer Stellung eingeklemmt. Das Querprofil dieser Mulde stellt sich von Nord nach Süd, bei 2800—3000 m. Höhe in der Rinne unter der *Porta da Spescha* wie folgt:

a. Nordschenkel der Mulde:

- 1) Sericitgneisse, circa 80° gegen SSO, weiter unten stellenweise gegen NNW fallend;
- 2) Röthidolomit von sehr wechselnder Mächtigkeit, oft nur in einzelnen auseinandergerissenen Schichtfetzen, stellenweise bis 20 m. mächtig. Rutschfläche zwischen 2 und 3;
- 3) eng verquetschtes rothbraunes Schichtenpaket, 1/2 bis 5 m., enthaltend Quartenschiefer, Liasschiefer, Eisenoolith mit noch erkenntlichen gequetschten Oolithlinsen;
- 4) Hochgebirgskalk — jüngstes Glied der Mulde, 0 bis 20 m.

b. Südschenkel der Mulde:

- 5) Dogger, 4 bis 10 m.;
- 6) Lias und Opalinusschiefer, 1 bis 6 m.;
- 7) Obere Röthidolomitbänke, einige Meter;
- 8) Quartenschiefer, 1 bis 2 m.;

- 9) Hauptröthidolomit, 10 bis 20 m.;
- 10) Grüne Schiefer (oberer Verrucano?), circa 2 m.;
- 11) Schwarze Anthracitschiefer mit graphitischen Rutschflächen, 1 bis 2 m.;
- 12) weisse, seidenglanzende Muscovitfelsitschiefer (vielleicht Reste eines gequetschten Porphyres) ganz ähnlich wie am Bristenstock, 1 bis 4 m.;
- 13) einige Centimeter Anthracitschiefer (schwarze Tonschiefer und Sandsteinschiefer mit anthracitischen Rutschflächen);
- 14) Sericitschiefer und Gneisse vom gleichen Typus wie in Val Cavrein, oft mit viel braunem Glimmer¹⁾.

Die Unsymmetrie dieser Mulde springt in die Augen. Der Nordflügel ist viel mehr reducirt als der Südflügel und Rutschflächen auf den Schichtfugen zeigen das Ausquetschen und Umschieben ganzer Schichtpakete. Höher hinauf gibt sich schon aus der Ferne eine wieder viel gleichmässigere Ausbildung beider Muldenschinkel zu erkennen. Unsere Mulde streicht in ähnlicher Schärfe bis in die Südostecke des Tödiklotzes durch. Dort, südlich des *Hinterbifertengrätli*, in der sogenannten „*Schneerunse*“, die allen Tödibesteigern wohl bekannt ist, treffen wir sie wieder. Dort enthält die scharf centralmassivisch eingeklemmte Mulde im Kern Dogger und Lias, dann beiderseits Röthidolomit. An denselben schliesst sich ziemlich viel Anthracitschiefer, gneissartiger Verrucano und grünlicher Sericitgneiss parallel an. Die Mulde besteht also auch in den Gesteinen des Centralmassives. Ihre unterste Muldenumbiegung im Röthidolomit liegt unter dem Gletscher, oder noch tiefer verborgen. In der weiter fortgesetzten Streichrichtung drüben an der Selbsanftwand konnte ich auffallenderweise diese Mulde nicht mehr wahrnehmen (Profil 5), sie erfasst dort die Sedimente nicht mehr.

Ein nach äusserer Form wie nach innerem Bau sehr merkwürdiger, dem Centralmassive aufsitzender Sedimentfetzen sind die *Brigelserhörner*, die schönste und prägnanteste Bergmasse des Bündneroberlandes. Am West-

¹⁾ Auf unserer Karte ist das untere abgetrennte Stück Dogger dieser Mulde im Röthidolomit westlich des Stockgron irrthümlich. Der Dogger geht nicht so tief hinab. Auf Fig. 1, Taf. XII von 79 sollte die mit J₂ angegebene Kante des Grates, der vom Piz Mellen herunterstreicht, als von Süden auftretende Schieferköpfe des Sericitgneisses bezeichnet sein und ein Theil der grossen Röthidolomitfläche des Piz Mellen ist schon hellfarbiger oder gelb anwitternder, sericitischer Schiefer, nicht mehr Röthidolomit.

absturze sehen wir über dem Puntaiglasgranit eine flach liegende Malmmasse (Profil Nr. 5) und derselben aufgesetzt nicht etwa wie am Bifertenstock eine Kappe von Kreide und Eocän, sondern eine verkehrte Schichtfolge von Dogger, Lias, Röthidolomit und Verrucano. Der Verrucano bildet den ganzen östlich sich verbreitenden Kammrücken der *Brigelserhörner*, der jederseits von einer mehr oder weniger kräftigen muldenförmigen Zone der secundären Kalkbildungen begleitet wird. Diese letzteren endigen gegen *Val Robi* hin. Die wahrscheinlichste Erklärung fand ich früher in der Wiederfaltung eines flachen nördlich überliegenden Gewölbes (79, Bd. I, S. 119). Ich habe heute jener Darstellung nichts Wesentliches zuzufügen. Die Versuche, durch Erstiegung des *Piz Puntaiglas* in's Reine zu kommen, scheiterten bisher, und ein nochmaliges genaueres Studium des *Piz Dado* und seines Ostabhanges wurde mir durch schlechte Witterung verhindert.

Wie immer man die Anatomie der *Brigelserhörner* erklären mag, so bleibt doch das Factum unzweifelhaft erkannt, dass hier eine sehr weit ausholende Faltung und Ineinanderwicklung der Kalkformationen mit dem Verrucano stattgefunden hat, welche zum Theil tief in das Centralmassiv hineingreift; treffen wir doch z. B. noch die in's *Puntaiglasthal* hinabsteigende spitze Röthimulde, begleitet von zu Schieferen gequetschten Eruptivdioriten des Centralmassives über 1500 m. senkrecht unter der verkehrten Auflagerung am Gipfel.

Der Südflügel der Glarner Doppelfalte streicht von Osten her kommend hier in unsere centralmassivische Zone hinein. Er gabelt sich hier in die *Frisal-Pintgafalte* und die *Brigelserhörner* und hängt sich in der Form dieser Falten in dem Centralmassive fest. Bei einem solchen Zusammenhange, der sich ohne jede Abweichung in der Streichrichtung vollzieht, muss der absolute Zusammenschub beiderseits, östlich und westlich, vom gleichen Betrage sein, das heisst: der Zusammenschub, der östlich im Südflügel der Glarner Doppelfalte neutralisirt worden ist, wird hier westlich an die südlichere Hälfte des Aarmassives übertragen. Das Centralmassiv ist also so gut eine Zone des Zusammenschubes wie der Südflügel der Glarner Doppelfalte, den es ablöst.

Durch die spitz in das Centralmassiv hinabreichenden Mulden wird dasselbe hier an seinem Ende in Streifen gegliedert oder gegabelt. Die

Centralmassivfaltung und die Sedimentfaltung greifen hier wie die Zähne von Zahnrädern in einander ein. Von Norden nach Süden treffen wir erst auf die steile Mulde, die am Nordrand der oberen *Sandalp* und unter dem *Vorderselbsanft* in der *Untersandalp* zu sehen ist (79, Taf. IX, Fig. 10), dann, nach einigen weniger tief greifenden Falten, folgt die eben beschriebene des *Tödi*, daran schliesst sich die scharfe Mulde vom *Stock Pintga* durch den Hintergrund von *Val Gliems* nach dem *Piz Frisal* ziehend an, und endlich finden wir die ganz scharfe Mulde, unter den *Brigelserhörnern*. Alle vier sind in Profil 4 und 5 zu sehen. Hier ist nicht mehr die scharfe Differenz in der Lagerung der Centralmassivgesteine und der secundären Sedimentdecke vorhanden. In den spitz und steil geklemmten Mulden liegen die Kalksedimente vielfach wie die Centralmassivgesteine, und nur auf den zwischenliegenden centralmassivischen Rückenlinien stehen die krystallinen Schiefer steil unter den flachen Sedimenten. Das Gleiche gilt für die carbonischen Bildungen (Anthracitschiefer und Verrucano). Alle Gesteine vom Carbon und Verrucano bis zum Malm können gelegentlich sich centralmassivisch benehmen. An einigen Stellen aber, wo Anthracitschiefer und Verrucano umgekehrt wie Kalksedimente oben über die Schichtköpfe der Gneisse oder Granite weggehen, setzt die Centralmassivstructur in Form von Clivage durch diese Sedimente hindurch. Im Hintergrund von *Val Gliems* an der Kehle gegen *Puntaiglas* (Taf. VII, Fig. 5) zum Theil, und auch stellenweise am vordern Bifertengrätli geht der Röthidolomit mit einigen Quarzitbänken in seiner Sohle flach über die Clivageköpfe der Anthracitschiefer. Da ist eine sehr auffallende aber bloss scheinbare Discordanz zwischen Anthracitschiefer und Röthidolomit vorhanden. Dieselbe beruht aber bloss darauf, dass bei concordanter Auflagerung das Clivage der älteren Bildung fast unvermittelt an der Schichtung der jüngeren abstösst. Nur hie und da setzt das Clivage bis in die thonigen Zwischenlagen des Röthidolomites oder den Quartenschiefer hinein. Manche steile Schieferung im Centralmassiv ist nur Clivage bei eigentlichem Parallelismus oder harmonischem Anschmiegen der krystallinischen Schiefergesteine an die Secundärbildungen. Ja wenn wir erst Schichtung und Transversalschieferung an allen Stellen zu unterscheiden vermöchten, dann würde wohl hier das Centralmassiv als eine mehrfach gefaltete

Zone von krystallinischen Schiefen deutlicher ersichtbar sein. Die etwas breiteren tief in's Centralmassiv eingreifenden Mulden, welche im Centralmassiv selbst synklinalen Zonen jüngerer Gesteine (Sericitgneisse, Carbon-schiefer etc.) angehören, ergreifen alle Sedimente bis und mit den jüngsten hier vorhandenen, den Eocänbildungen, ohne dass irgendwo in der Reihe eine Discordanztransgression aufzufinden wäre. Die Faltung der Sedimente auf dem Centralmassive, das spitz muldenförmige Eingreifen derselben in das Centralmassiv zwischen dessen sich gabelnde Theile und das Durchsetzen der tieferen Falten durch alle Schichten ohne Discordanzen beweisen, dass hier:

1) das Centralmassiv selbst eine Zone des Zusammenschubes darstellt, und

2) die centralmassivische Faltung selbst in der Hauptsache erst nach Eocän eingetreten ist.

Ein weiterer Beweis für Beides ist gegeben durch das Sichablösen des Centralmassives in seinem Streichen durch die zweifellos nach-eocäne Glarner Doppelfalte. Das Centralmassiv absorbiert hier durchweg bei unveränderter Streichrichtung alle Falten der Erdrinde, die in dasselbe hineinstreichen.

Ich spreche auch hier ausdrücklich von der centralmassivischen Faltung in der Hauptsache. Obschon ich niemals etwelche Faltung der krystallinischen Schiefer und vielleicht auch der Carbonbildungen vor Ablagerung der secundären Schichtsysteme geläugnet habe (Beweis: 79, Taf. XVI, Fig. 9 und 10!), ist mir irrthümlicher Weise diese Ansicht schon oft unterschoben worden. Ich will auch hier nicht mehr sagen, als dass in diesem Theile der Alpen der bedeutend grössere Theil der Aufrichtung der Centralmassivgesteine mit der Faltung der Sedimente zusammenfiel, und der Unterschied in den Faltenformen vielfach ein mechanisch, nicht ein zeitlich bedingter war (79, Bd. II, S. 182 Mitte).

Sechster Abschnitt.



Die Glarner Doppelfalte.



„Doch einen langen Athem hat die
Wahrheit.“ (Hamerling.)

Als ich im Jahre 1869 *Arnold Escher von der Linth* aufmuntern wollte, nun doch einmal seine bisherigen Resultate über die Glarner Doppelfalte zu publiciren, antwortete er mir „es glaubt's ja Niemand, man wird mich nur auslachen!“ Die Zeiten haben sich geändert. Grossartige Lagerungsstörungen der Erdrinde sind in verschiedenen Welttheilen entdeckt worden, und man gewöhnt sich an die Thatsachen, und ordnet sich denselben allmählig unter. An manchen Orten, z. B. in *Nord-Frankreich*, in *Schottland*, im Apennin sind ähnliche Erscheinungen gefunden worden und die betreffenden Geologen haben Vergleiche mit der Glarner Doppelfalte angestellt. In meinem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ habe ich Bd. I, die Seiten 126 bis 246 dieser grossartigsten Lagerungsstörung gewidmet. Seite 219 und an vielen anderen Stellen habe ich der Vervollständigung der Localbeobachtungen gerufen. Besonders war der Südflügel der Doppelfalte einer solchen bedürftig (S. 201 und 202). Heute möchte ich in einem ersten Abschnitt eine Anzahl wichtiger solcher Ergänzungen, auf neuen eigenen Beobachtungen beruhend, vorlegen. Die von *Escher* vorausgesagten Zweifler, denen ich niemals die Existenzberechtigung abgestritten habe, sind nicht ausgeblieben. *Vacek* und *Rothpletz* haben sehr laute Einsprache gemacht. Etwas sorgfältiger hat *Pfaff* seine Stimme erhoben; *Bertrand* und *Lory*, welche meine Darstellung als thatsächlich richtig anerkennen,

versuchten eine etwas abweichende Erklärung, *Bertrand* ist aber nach eigener Prüfung des Gebietes von seinen Gedanken zurückgekommen und schliesst sich ganz meiner Auffassung an. Im zweiten der Kapitel, die ich hier der Glarner Doppelfalte widme, werde ich diese Einwürfe zu prüfen haben. Ich bedaure, dass die Abwehr, so weit sie sich gegen einen vom Zaune gerissenen gänzlich irrigen Angriff wendet, sachlicher Schärfe sich nicht wird entschlagen können.

Im Ganzen aber wiederhole ich hier keine gesammte Darstellung der Glarner Doppelfalte. Ich verweise einfach auf meinen „Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878“. Das dort gegebene bedarf auch heute mit Ausnahme ganz unwesentlicher Punkte keiner Berichtigung, nur der Ergänzung. Seite 246 habe ich dort gesagt: „Die Glarner Doppelfalte ist für uns (d. h. für diejenigen, welche die Gegend eingehend studirt haben) aus der Theorie zur geognostischen Thatsache geworden.“ Heute, nach eingehender Ergänzung durch viele weitere, theils neue, controlirende Beobachtungen und nach sorgfältiger abermaliger Prüfung aller Einwürfe, steht unsere Auffassung aufs Neue erhärtet da. Die Glarner Doppelfalte hat nach meiner Ueberzeugung „einen längeren Athem“ als ich und ihre Zweifler. Sie bleibt eine Thatsache, welche künftige Generationen stets fort, und wenn sie abermals daran zweifeln, stets neu prüfen und constatiren werden. Endlich wird die Wahrheit über die Irrthümer dauernd siegen; das hoffen und glauben wir alle gemeinsam. Ruhig überlasse ich das endgültige Urtheil der Zukunft.

Eingangs erinnere ich daran, dass mit normaler Lagerung vom Walensee ein Gewölbeschenkel südlich emporsteigt, ein anderer vom Vorderrheinthale aus gegen Norden sich erhebt. Die Mittelschenkel beider gegen einander flach überliegenden Falten sind stark mechanisch reducirt. In der Mitte liegt als gemeinsamer Muldenkern die Eocänbildung, in engen Falten der Südfalte harmonisch angeschmiegt, discordant zur von Norden überschobenen Platte der Nordfalte. Die Symmetrielinie zwischen beiden Falten ist die Verlängerung der Mittellinie des Aarmassives. Die Nordfalte liegt der allgemeinen Abdachung der Alpen entsprechend tiefer als die Südfalte.

Der erste Widerspruch von *Vacek* ging durchaus von der hypothetischen vorgefassten Meinung aus, eine gegen Süden überliegende Falte sei hier nicht möglich. Diese Meinung beruhte auf einer einseitigen Auffassung und Uebertreibung der *Suess'schen* Darstellung von der Einseitigkeit im Bau der Kettengebirge. Hätte damals schon unser grosse Meister seine Formel von der Rückfaltung und Vorfaltung bei Combination einer localen Einsenkung mit der Faltung gefunden, so hätte *Vacek* nichts Absonderliches, seinen Widerspruch Reizendes mehr an der Doppelfalte entdecken können; was ich behauptet habe, hätte dann in die von ihm schon vorher auswendig gelernten Formeln gepasst. Meine Worte (79, Seite 236): Die Eocänzone verhielt sich wie ein gesunkener Streifen Erdrinde, gegen welchen hin von beiden Seiten die Gewölbe übersinken mussten“, bezeichnen doch das genau Gleiche, was *Suess* (Antlitz I, p. 181 und 185) als „Vorfaltung und Rückfaltung“ jetzt benennt, und die Glarner Doppelfalte ist gerade für diese von ihm mit gewohnter Genialität aus einem Gewirre von Erscheinungen herausgeschälte Thatsachengruppe das schönste und vielleicht am genauesten festgestellte Beispiel, das alle, welche er selbst aufzählt, übertrifft (vergl. Schema in 145, Seite 84). Aber ebenso gut kann man die Glarner Doppelfalte als eine Zone von umgekehrter zusammengesetzter Fächerstructur (145, Seite 83) mit dem Centralmassiv als einer Zone von aufrechter zusammengesetzter Fächerstructur vergleichen. Bei dem letzteren wich die Faltenschaar nach oben, bei der Glarner Doppelfalte nach unten aus, sie ist ein negatives oder ein verkehrtes, nach dem Erdinnern vorragendes Centralmassiv. Sie spielt auch im Alpenkörper im Ganzen die Rolle einer Fortsetzung des Centralmassives, wie ich dies eingehend (in 79, Bd. I) nachgewiesen habe.

Früher konnte ich nur eine kleine Uebersichtskarte und Uebersichtsprofile im Massstab 1:250,000 von der ganzen Doppelfalte geben. Weit vollständiger und exacter sind die Erscheinungen nun dargestellt in unserem Blatt XIV und den hier beiliegenden Profilen in 1:100,000. In den letzteren sind alle neueren Detailbeobachtungen so exact als es der Massstab erlaubte, eingetragen und von mir selbst auf Stein gestochen worden, und

es ist in denselben nicht die enge Grenze unseres Blattes XIV eingehalten, sondern sie sind meistens so weit fortgeführt, als es zur Beurtheilung der Beziehungen der Doppelfalte zu den umliegenden Ketten nothwendig war.

A. Ergänzungen zu den früheren Beobachtungen über den Nordflügel der Glarner Doppelfalte.

a) Bützistöckli im Kärpfgebiet (79, Bd. I, S. 159—162). *Escher* hatte am Linthabhang des Kärpfgebietes zuerst Stellen gefunden, wo der reducirte Mittelschenkel der Nordfalte nicht bloß aus Lochseitenkalk, sondern ausserdem aus Röthidolomit und an einigen Stellen, besonders am Gehänge des Bützistöckli, sogar aus allen in dieser Region der Alpen überhaupt nachweisbaren Abtheilungen von Sernift bis zum Malmkalk besteht. Diese Schichtpakete haben alle verkehrte Reihenfolge der einzelnen Abtheilungen, wie es dem Charakter des Mittelschenkels einer liegenden Falte entspricht. Am *Bützistöckli* wiederholen sie sich mehrmals unter einander. Linsenförmige Schichtpakete scheinen durcheinander geschleppt. Die Mehrzahl derselben weisen die Schichten in verkehrter Reihenfolge auf, einige wenige sind normal gedreht. Ich habe die Stelle noch mehrmals durchsucht. Der steile Abhang schneidet die Schichten in schiefer Richtung an, was sehr erschwert, den Zusammenhang und die gegenseitige Lage der einzelnen Schichtpakete genauer festzustellen. Am Westgrate des *Bützistöckli* ist wieder die ganze verkehrte Schichtfolge nur einmal vorhanden. Taf. IV, Fig. 1 stellt die Ansicht des Abhanges vom *Bützistöckli* nach *Heustafel* hinunter dar. Die Stellen, an welchen ich Petrefakten gefunden habe, sind mit * bezeichnet. Der Eisenoolith, der sehr deutlich gequetscht und in der Fallrichtung des Mittelschenkels gestreckt ist, enthält Belemniten und Ammoniten des oberen Dogger. Der gelb und grau fleckige und bis zum Zerfallen in holzähnliche grau und gelb gestreifte Steinstäbe ausgezeichnet lineargestreckte Schiltkalk lässt unter seinen fleckigen Figuren verzerrte Schwämme, Brachyopoden, Ammoniten und Belemniten erkennen. Ausgezeichnete Belemniten, in viele

Stücke zerrissen und gestreckt, finden sich in dem stark gestreckten Malmkalk, welcher den Lochseitenkalk gegen den *Saasberg* hin mit zunehmender Mächtigkeit fortsetzt und sich von dem Lochseitenkalk nur durch abnehmende Knetung unterscheidet. Durch diesen Saasbergkalk gehen senkrecht auf die Streckungsrichtung, also in der Streichrichtung, und senkrecht auf die Schichtfläche eine Menge typischer, kurzer, sich ablösender Zerreißungsklüfte. Weiter, gegen Osten hin hingegen, keilen sich die Schichtlinsen des Lias und Dogger bald aus, Röthidolomit und Lochseitenkalk bleiben. Am *Kalkstöckli* ist fast nur noch der Lochseitenkalk da, weithin bedeckt von einer dünnen, nur wenige Centimeter starken Kruste von ächtem, hie und da lochseitenkalkartig geknetetem Röthidolomit¹⁾, der 20 0/0 MgO enthält. Oestlich des *Bützistöckli* gegen *Kühthalmatt* hinab ist eine kleine Bucht aus dem Sernifit ausgewittert, so dass dort im Grunde einer Rinne die Kalkformationen, freilich vielfach von Sernifittrümmern überschüttet, wieder erscheinen²⁾.

Was hier zur Ergänzung der früheren Schilderung nachgetragen werden soll, ist ausser der Bestätigung der *Escher'schen* Angaben die Darstellung dieser merkwürdigen Stelle in einer Ansicht. Abermals hat sich bestätigt, dass es sich da weder um äussere Anlagerungen noch um Faciesvorläufer handeln kann. Die verschiedenen Formationen gehen unter dem ganzen *Bützistöckli* durch, sie können an seinem Fusse auf 340⁰ seines Umfanges mit etwa einem Zehnthheil der normalen Mächtigkeit in stets umgekehrter Schichtfolge flach unter das *Bützistöckli* hineinstreichend ohne Unterbruch verfolgt werden und sind nur gegen den östlichen Grat mit Sernifit geschlossen bedeckt. Die jurassischen Ammoniten und Belemniten erweisen zusammen mit den ganz bezeichnenden Gesteinsbeschaffenheiten sicher das geringere Alter als der überliegende carbonische Verrucano. Dieser letztere zeigt sich in

¹⁾ *Rothpletz* hat die Dolomitnatur dieser dünnen Lage in Abrede gestellt („Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft“, 1883, Seite 164), weil dieser Dolomit in dem von ihm mitgenommenen Stücke mit einem Tropfen Säure aufbrauste — als ob nicht die meisten ächten Dolomite, wenn sie etwas porös oder, wie der Röthidolomit so oft, staubig angewittert sind, mit kalter Säure schon etwas aufbrausten. Herr Dr. *E. von Fellenberg* hat in von dieser Stelle gebrachten Stücken, ebenso wie ich, den dem Röthidolomit entsprechenden bedeutenden Magnesiagehalt gefunden.

²⁾ In der Karte, Blatt XIV, leider nicht deutlich.

seinem untern Theil hier sehr häufig deutlich gestreckt und senkrecht zur Linearstreckung von zahllosen ausgezeichneten Streckrissen durchsetzt. Diese letzteren sind kurz, glattrandig, geradlinig; sie gehen gegen ihr Ende nicht allmählig, sondern fast plötzlich zu, durchaus erinnernd an die Form einer Schnittwunde in einer senkrecht zum Schnitt gespannten elastischen Membran. Genau der Theorie der Glarner Doppelfalte entsprechend, liegen diese Streckrisse in der Streichrichtung des gestreckten Mittelschenkels, dem sie angehören. Im ganzen Kärpfgebiet wie an den Grauen Hörnern sind sie häufig (79, Taf. XV, Fig. 3, stellt ähnliche, aber nicht völlig gleiche Streckrisse aus einem anderen Gesteine dar).

Es bleibt also für die Erscheinungen am *Bützistöckli* keine andere Erklärung, als die längst von uns gegebene: Der verkehrte Mittelschenkel der Doppelfalte ist hier verhältnissmässig sehr vollständig. Theilweise sind hier linsenförmige Schichtpakete desselben, die alle Stufen vom Röthidolomit bis zum Malm enthalten — von Kreide ist nichts zu finden — mehrfach durcheinander verschleppt, während weiter westlich der Lochseitenkalk im Saasberg an Dicke sehr stark zunimmt. Das zwischen den regelrecht verkehrten Schichtpaketen etwas schief eingestellte von aufrechter Schichtfolge, sowie das Auskeilen des Röthidolomites dazwischen, ferner einige an mehreren Stellen sichtbare Krümmungen deuten dahin, dass hier der Mittelschenkel in einer oder mehreren muldenförmigen Falten an der Unterseite des Verrucano abgeschürft worden ist. Das Gleiche ist auch anderwärts, z. B., wie wir zeigen werden, am *Panixerpass-Setherfurkeli*, geschehen. Diese am Mittelschenkel angeschürften Falten sind dann aber am *Bützistöckli* nicht wie dort aufrecht im Eocän stecken geblieben, sondern durch weitere Ueberschiebung flach an den Mittelschenkel wieder angeschleppt worden. Hier wie dort fällt die Ausbildung einer solchen secundären Falte des Muldenschenkels zusammen mit einem raschen bedeutenden Wechsel in der Mächtigkeit des Lochseitenkalkes. Ferner steht damit in Einklang die Richtung, in welcher diese Secundärfalte des Mittelschenkels durch die Unterschiebung des eocänen Muldenkernes und Ueberschiebung des Verrucanogewölbekernes geschleppt worden ist: es ist die Wendung in der Fallrichtung des Mittelschenkels erfolgt.

b) Ruchen - Foostöckli südlich des *Foopasses* (zwischen *Sernfthal* und *Weisstannenthal*).

Vacek ging auf den *Foopass*, sah hier das ausgezeichnete Profil der Eocängesteine mit südfallenden Schichten, wie wir es Taf. II, Profil 13, dargestellt haben, sah die Nummuliten und Fucoiden nicht, behauptete, es sei Lias und betrachtete dann aus der Ferne den *Ruchen-Foostock*. An dessen SO-Ecke sah er von Weitem das Eocän „angelagert an den alten Lochseitenkalk“. Das war, was er sehen wollte, er stieg nicht zur Contactstelle selbst hinauf, um das Ding in der Nähe zu prüfen, sondern kehrte wieder um. Dies ist die Veranlassung, warum ich nochmals an den *Ruchen-Foostock*, den ich schon kannte, hinaufstieg. Ich wollte nochmals *Escher's* und meine früheren Beobachtungen controliren und in einer Zeichnung ein Bild von den That-sachen geben.

Der Contact von Verrucano, Lochseitenkalk und Eocän ist gerade rings um den *Ruchen-Foostock* sehr schön aufgeschlossen. Selbst ein ungeübter Bergsteiger kann hier an vielen Orten direct an die Contactstellen hinkommen und sie in der Nähe genau prüfen. Wie überall, so schwankt auch hier die Mächtigkeit des Lochseitenkalkes sehr stark. An manchen Stellen sehen wir auch hier Quellen unter dem Lochseitenkalk hervortreten (Taf. IV, Fig. 3).

Taf. IV, Fig. 3 gibt die Ansicht an der im Streichen gehenden Südseite des *Ruchen-Foostockes*, von der SW- bis zur SO-Ecke, Fig. 4 die Fortsetzung der Umrissansicht an der zugleich theilweise in der Profilrichtung gehenden Ostseite von der SO- bis zur NO-Ecke. Fig. 5 und 6 geben in grösserem Massstabe einige Details aus der Contactregion.

Man sieht aus diesen Bildern, dass wie immer die Grenze zwischen dem Verrucano und dem Lochseitenkalk ziemlich eben ist — etwas wellig in der Streichlinie, auffallend geradlinig in der Fallrichtung. Dagegen ist auch hier die Berührungsfläche des Lochseitenkalkes mit dem Eocän sehr unregelmässig und voll der ausgezeichnetsten Knetformen. An vielen Stellen gehen Eocänkeile in den Kalk und Kalkmassen in das Eocäne hinein. Auch hier ist sehr häufig der Lochseitenkalk in Ballen oder in Walzen und Spindeln von 20 Centimetern bis zu mehreren Metern Durchmesser gedreht (Fig. 5), welche umhüllt sind von den enge gefalteten eocänen Schiefer. Die Ballen

haben alle die typische sehnige Knetstructur, wie wir sie von der Lochseite bei Schwanden und den meisten anderen Stellen kennen, und wie sie in Taf. VI, Fig. 2 dargestellt ist. Aussen sind sie mit glatter oder rutschstreifiger Oberfläche gegen die verworrenen eocänen Schiefer abgedreht. Diese Tendenz des Lochseitenkalkes, in kugelige Massen sich abzdrehen, ist angesichts dessen sehr erklärlich, dass er eben zwischen zwei in entgegengesetzter Richtung sich bewogenden Massen ausgequetscht wurde. Da musste er sich, wenn er dem Zerreißen nahe war, in Riebeln oder Riefeln theilen, ähnlich wie eine ganz dünne Teigschicht oder etwas weiches Brod, das wir zwischen den Händen reiben. Auch die Grundlawinen zeigen oft ganz ähnliche innere Kugel- und Walzen-Structuren, abgedreht durch die fliessenden oder rollenden Differentialbewegungen innerhalb der Masse.

Am Rande des *Ruchen-Foostockes* treffen wir den Lochseitenkalk da, wo er ziemlich mächtig ist (20—50 m.), bald vertical zersplittert, bald wieder sehr gut horizontal geschichtet. Ausgezeichnete ebene Rutschflächen mit Streifen in der Fallrichtung (NN O) finden sich bald an der Grenze von Verrucano und Lochseitenkalk, bald durchschneiden sie den Lochseitenkalk; nicht selten sogar sind Fetzen der einen Masse wieder verschleppt und über die andere hinübergestossen worden, so dass Bilder wie Taf. IV, Fig. 6 entstehen. Der zwischen beiden Rutschflächen liegende grünliche Verrucano erweist sich dann in höchstem Masse zerdrückt splittrig oder flaserig gefältelt und gequält. An einigen Stellen findet sich auch noch etwas Röthidolomit zwischen dem Verrucano und dem Lochseitenkalk, derselbe ist zum Theil in schönen rosarothern Dolomitmarmor umgewandelt.

Die eocänen Schiefer sind hier kalkreich, in einigen Bänken enthalten sie verquetschte Nummuliten, die unter der Lupe und unter dem Mikroskop noch als solche erkennbar sind. An der SO-Ecke stechen die Schiefer hoch zwischen die balligen grösseren Massen des Lochseitenkalkes hinauf, aber nicht ganz durch. Die SO-Ecke selbst wird aus einem solchen Schieferkeil gebildet. Der ist es denn, den *Vacek* aus der Ferne, etwa von dem Standpunkt, aus dem Fig. 3 gesehen ist, für eine „Anlagerung“ angesehen hat. Hätte er sich an die Stelle selbst begeben, so wäre er vielleicht seines Irrthumes gewahr geworden. Die Schichten der scheinbar angelagerten Ecke,

2369 m., stechen in zwei Keilen unter den Lochseitenkalk hinein und steigen dort noch etwas höher als die Ecke 2369 m. Die Figur Taf. IV, Fig. 4 ist von der äussersten Ecke 2369 m. aus skizzirt. In so complicirten Gebieten, wie es diese Theile der Alpen sind, täuscht man sich fortwährend, wenn man nur aus der Ferne sieht, man muss sich die Mühe nehmen, hinter die Coulissen zu gehen.

Wer sich selbst ein Bild von den mechanischen Contacterscheinungen des Mittelschenkels der grossen Nordfalte machen will, der kann dies kaum irgendwo leichter und besser thun, als wenn er den *Ruchen-Foostock* begeht.

Unter dem *Foostöckli* (Taf. IV, Fig. 3) sehen wir den Lochseitenkalk etwas südlich hinaufbiegen. Ist das vielleicht noch eine Andeutung der hier beginnenden Gewölbebiegung der Nordfalte? Die Frage ist naheliegend, die Antwort aber unmöglich. Symmetrisch damit kommt am *Kalkhorn* und *Zwölflhorn* (Südfalte) eine solche Aufkrümmung gegen Norden vor.

c) Zum vermeintlichen Walensee-Seezthal-Graben. Unser Literaturverzeichniss war schon fertig gedruckt, ebenso der erste Abschnitt, als das Buch erschien: *Dr. Carl Diener*, „Der Gebirgsbau der Westalpen“. Was uns momentan hier aus *Diener's* Werk allein beschäftigt, das ist die Erfindung eines Walensee-Seezthal-Grabens, mit der er die Alpengeologie beschenkt. Der doppelten Lagerung der Kreide am Südabhang des *Leistkammes* und eine der Stellen unter *Spinaalpe* und am *Gonzen*, wo verschiedene Jura- oder Malmschichten sich übereinander wiederholen, wird die Beweisrolle zugetheilt. Allein, wie diese Wiederholungen zu Stande kommen, wird nicht untersucht. Wie unter anderen in der *Sehrenbachfurch*e unter dem *Leistkamm* sehr schön beobachtet werden kann, und wie es unser Profil Nr. 13 darstellt, handelt es sich an ersterer Stelle um einen „Wechsel“ mit Ueberschiebung nach Süden — der gewöhnlichen Regel allerdings entgegengerichtet — keineswegs aber um die Randverwerfung eines „Grabens“. Ferner findet sich dieser „Wechsel“ nicht nur auf der Nordseite des Walensee, sondern er setzt über das Walenseethal westlich hinüber. Die Nummulitenschichten an der Kerenzenstrasse sind die Fortsetzung des Eocäns unter dem „Wechsel“ südlich unter dem *Leistkamm*. Und weiter im Streichen zieht diese Erscheinung fort ob *Näfels* unter dem *Rautispitz* durch in völlig unveränderter Form hinüber gegen

den *Pragelpass*. In diesen westlichen Fortsetzungen der Doppellagerung würde es freilich auch *Diener* nicht einfallen, den Rand einer Grabenversenkung sehen zu wollen. Die Schichtwiederholungen unter *Spina* und am *Gonzen* sind durch offenkundig zu beobachtende Faltungen mit sichtbaren Umbiegungen, nicht durch Verwerfungen oder „Brüche“ bedingt.

Wenn man von den Bergen zwischen *Schilzbach* und *Weisstannenthal* hinabsteigt in's *Seezthal* und dann am gegenüberliegenden Gehänge hinaufsteigt bis auf den Gipfel des *Alvier*, so durchläuft man eine vollständig normale Schichtfolge von stetig ziemlich flach gegen NO abfallenden Schichten ohne jede zwischenliegende „Störung“ als einzig den Erosionsausschnitt des Thales (vergl. unsere Profile 14 und 15). Nirgends ist das Niveau der Schichten relativ verändert, nirgends stösst ein Schichtencomplex an einem anderen oder einer steilen Kluft ab, nirgends ist die leiseste Andeutung einer Grabenversenkung zu finden. Der Verrucano des Nordflügels der Glarner Doppelfalte mit den normalen Auflagerungen seines Gewölbeschenkels fällt eben hier nach NO sanft ab. Daran vermag die hohe, kleine, normal nach NO streichende Falte des *Sichelkammes*, der *Vacek* und *Diener* so grosses Gewicht beilegen, nichts zu ändern. Der ganze gewaltige Bergkamm von den *Churfürsten* bis in den *Gonzen* streicht eben als Ganzes sammt den kleineren Jurafalten in seinem tieferen Theil und sammt dem Kreidecomplex von *Alvier* und *Kammegg* und dem Kreidemantel bis nach *Wartau* und *Buchs* hinab thätssächlich von NW nach SO um das Ende des Nordflügels der Glarner Doppelfalte herum angeschmiegt, also quer zum Säntis. Jene normal streichende Sichelkammfalte, sowie einige andere noch geringere Störungen von normalem Streichen erscheinen nur wie unbedeutende Runzelungen der Oberhaut in dem mächtigen Berggrat, Producte der Collision der normalen mit der abgelenkten Streichrichtung. Und wenn nun ausserdem auch grösstentheils die Schichten des *Fläscherberges* und dazu der ganze *Calanda* abnormal quer streichen, und wenn, von *Diener* selbst hervorgehoben, die nordöstlich anschmiegenden Falten des *Vorarlberg* genau gleich in N—S Streichen abgelenkt sind, so sind das grosse durchgreifende Erscheinungen, die nicht mit den Worten „dieses locale Streichen“ (*Diener*, S. 79, Zeile 11 von oben) abgethan werden können. Warum anerkennt *Diener* die Ablenkung der

Streichrichtung der Falten im *Vorarlberg* und *Lichtenstein*, leugnet aber diejenige im benachbarten *Kammegg*, *Fläscherberg* und *Calanda*, und sieht eine Grabenversenkung, um die letztere nicht anerkennen zu müssen? Nur weil er beherrscht ist von der Tendenz, das erkünstelte Phantasiegebilde einer scharfen tektonischen Trennungslinie zwischen Ostalpen und Westalpen hier durchzuführen. Wäre es nicht richtiger, hier z. B. einzugestehen: Im *Calanda* krümmen sich die Falten in S—N-Streichen um und setzen in dieser gleichen Richtung im *Rhätikon*, wenn auch aus stratigraphisch anderem Materiale bestehend, parallel fort. Diese Umkrümmung im Streichen ist gewissermassen ein durch Horizontalflexur zu Stande gekommenes „Blatt“ (horizontale Transversalverschiebung), auf welche hier die Rheinlinie fällt.

Wir haben früher uns dahin ausgesprochen, dass die Glarner Doppelfalte und das Gebiet des Prättigau die Zwischenstücke und Faltungsäquivalente von Aarmassiv und Silvrettamassiv seien. Die Faltung ist hier nach unten, in den Massiven nach oben ausgewichen. *Diener* tritt dem entgegen mit der Behauptung, das Silvrettamassiv gehöre nicht der Mont-Blanc-Zone an. Auf seiner Karte aber verbindet er es nicht etwa durch Streich- und Faltenrichtungen und Faltenzonen mit südlicheren Zonen, sondern bloss durch Linien, welche er „Streichrichtung der Ketten“ nennt, und welche thatsächlich, wie z. B. die Kette des *Piz Curver*, nur von der Erosion herausgeschnittene Querkämme sind.

Und selbst wenn man nun Ostalpen und Westalpen künstlich in dieser übermässigen Weise scheiden will, so ist eben doch zu bedenken, dass das Silvrettamassiv in seinem Bau dem Gotthard- und dem Aarmassiv, aber nicht den südlicheren Massiven gleicht, und dass, wenn man das Streichen der Falten statt dem Streichen der Gebirgsketten verfolgt, man von der Glarner Doppelfalte in die nördlichere Hälfte des Silvrettamassives gelangt, ob man dazwischen die Grenze zwischen Westalpen und Ostalpen setze oder nicht. *Diener* sucht soviel als möglich eine streichende Grenze. Allein eine solche ist eben nicht durchweg vorhanden. Der unklare Bastardbegriff einer „Zone“, bei *Diener*, die halb etwas Tektonisches, halb zugleich etwas Stratigraphisches ist und oft sogar von reinen Erosionsformen bedingt oder verschoben wird, ist nach meiner Ueberzeugung nicht von dieser durchgreifenden Bedeutung.

Man sollte klar tektonische Zonen und stratigraphische Zonen oder Becken auseinander halten. Für mich bleibt es ein Räthsel, wie man es wagen darf, mächtige Grabenversenkungen und andere Störungslinien, ohne ein Fragezeichen beizusetzen, gewissermassen aus der Vogelperspective herab zu behaupten, wenn man auch nicht an einer einzigen Stelle die Störung selbst gesehen hat. Solchen Verirrungen leistet freilich auch die unpräcise Anwendung der Worte „Bruch“, „Flexur“ etc. und die Tendenz, in beherrschendem Style Alles zu umfassen, Vorschub. Wir werden es noch mehrmals nicht umgehen können, gegen die gewissenlosen Erfindungen *Diener's* Protest einzulegen.

B. Ergänzungen zu den früheren Beobachtungen über den Südflügel der Glarner Doppelfalte.

a) Allgemeines über die Südfalte. Die bedeutendste Correctur, welche ich an allen früheren Angaben über die Glarner Doppelfalte zu bringen habe, betrifft die Südfalte, besonders *Flimserstein* und *Vorab*. An deren nach Süden gekehrten Schichtrücken liegen braune, an Echinodermenbreccien reiche Schichten dem Hochgebirgskalk auf, der zugleich alle Uebergänge in Lochseitenkalk zeigt. Ich hatte diese Gebiete früher vorwiegend nach *Theobald* und *Escher* dargestellt, aber auch schon angedeutet, dass *Theobald* die braunen Deckenschichten des *Flimserstein* und der *Alp Nagiens* für Kreide gehalten, während *Escher* sie eher für unterjurassisch ansah (79, I, S. 198). Entscheidende, deutlich bestimmbare Petrefacten hat weder *Escher* noch *Theobald* gefunden. Je nachdem nun gehört entweder der *Flimserstein* und die Gebiete von *Nagiens* noch in den Muldenschenkel der Südfalte. Der eocäne Muldenkern ist dann auf weite Strecken ganz zerdrückt, und die scharfe Muldenumbiegung des Eocän muss über den braunen Schichten oben dicht unter dem Verrucano gesucht werden, wie ich dies in Profil XVII, Taf. VII des Atlas in 79 gethan habe. Hat hingegen *Escher* Recht, so zeigt der Klotz des *Flimserstein* schon grösstentheils verkehrte Schichtfolge, er gehört zum Mittelschenkel und die Muldenumbiegung

des Eocänen muss tiefer unten im Innern des Flimsersteines und in der Tiefe unter den Gesteinsdecken der *Alpen von Nagiens* und *Ruschein* gesucht werden.

Ich habe nun in vollstem Masse die *Escher'sche* Ansicht als die der Wirklichkeit entsprechende feststellen können. Der Unterschied für die Karte springt rasch in die Augen, wenn man die kleine Karte in 1 : 250,000, die ich im Jahr 1878 gegeben habe, vergleicht mit der Karte Blatt XIV in 1 : 100,000. Manche Schwierigkeit im Verständniss der Südfalte ist dadurch gehoben und die Südfalte erscheint nun unserem Auge ganz vollständig und durchsichtig.

Ich sah am Süddach des *Vorab* auf Alp *Nagiens* (Profil Nr. 12*) auf dem *Flimserstein* und auf *Tschep* und *Crap Matts* am *Ringelspitzrücken* häufig die von *Escher* oft gesehenen und notirten undeutlichen austerartigen Bivalven und Pentakriniten. Sie kommen sogar in ganz marmorisirtem Zustande vor. Endlich, nachdem ich erst vier Tage erfolglos gesucht hatte, fand ich am 19. August 1883 Stellen, wo die Erhaltung der Petrefacten besser und zum Theil vorzüglich war, so dass man in diesen verkieselten Bivalven, besonders nach Präparation in Säure, mit Sicherheit *Ostraea Marshi* Sow. des oberen Dogger erkennen konnte. Die Pentakrinitenbreccie erwies sich bei näherer Untersuchung als ununterscheidbar von derjenigen des alpinen Dogger, hingegen ganz anders zusammengesetzt, als diejenige des Gault, für die *Theobald* sie genommen hatte. Aus Löchern in der braunen Gesteinsdecke der Alp *Nagiens* taucht nicht Schrattenkalk auf, wie *Theobald* angenommen hatte, sondern weisslich veränderter, halb zu Lochseitenkalk umgewandelter Hochgebirgskalk. Im oberen Thaltheil von *Segnes* fand ich die Nummulitenbänke und andern eocänen Gesteine deutlich südlich unter den Hochgebirgskalk einfallen, über welchem die Schichten mit *Ostraea Marshi* liegen. An der Ostwand des *Flimsersteines*, im Hintergrunde der *Rusna*, und unter dem *Tschep* und *Crap Matts* oben in den Alpen *Lavadinas* und im *Lawoytobel* entblösst, traf ich wiederum die deutliche eocäne Muldenumbiegung südlich unter den Malm und unter die braunen Doggerschichten hineingreifen. Damit ging mir ein Licht auf über den Bau der Südfalte. Während der Mittelschenkel der Nordfalte meistens nur aus Lochseitenkalk

gebildet wird, und Doggerfetzen nur an wenigen Stellen darin zu finden sind, enthält hingegen die Südfalte, mit Ausnahme ihrer äussersten Theile (*Tschingelspitzen*, *Piz da Sterls* und *Sardonagruppe*), im Mittelschenkel fast immer noch Dogger, und stets liegt derselbe über dem Lochseitenkalk und unter der Verrucanodecke. Röthidolomit stellt sich zwischen Dogger und Verrucano nur an einzelnen Stellen ein, wie in der *Ringelgruppe*, spurweise am Gipfel des *Flimsersteines* und in der Umgebung der *Sether-Furka* und des *Panixerpasses*. In den äussersten, d. h. nördlichsten und höchsten Ueberlagerungstheilen der Südfalte werden Malm, Dogger und Röthidolomit oft alle drei zu einem gelblichen marmorischen, lochseitenkalkähnlichen Gebilde zusammengeknetet. So besonders am *Ringelspitz* und am Gipfel des *Flimsersteines*.

Die Ergänzungen, die wir im Einzelnen noch zu der Südfalte zu geben haben, sind folgende:

b) *Ringelgruppe* (Profil Nr. 14). Gehen wir von *Tamins* am Südfusse der *Ringelgruppe* gegen den Ausgang des *Lawoytobels* an der Strasse und von da hinein gegen den prachtvollen Quellenkessel von *Gürsch*, so treffen wir folgendes Profil von S nach N vorschreitend:

1. Dichter Röthidolomit an der Strassenecke, streichend nach O N O, Fall 56° bis 65° S S O.

2. Weisse gelbliche Thonschiefer mit dolomitischen Knollen, ca. 10 m. (Verrucano vom Typus der Sether-Alpen);

Weissgrüne feine glänzende Verrucanoschiefer, 1 m.;

Hellviolette glänzende Verrucanoschiefer, 3 m.;

Grüner schiefriger Verrucano, 77° S S O, in grosser Masse 800 bis 900 m. weit.

3. Röthidolomit verbogen, im Ganzen senkrecht.

4. Im Walde einige Felsköpfe von Dogger.

5. Grosse Wände von Malm bis an den *Kunkelspass* hinauf mit sehr verwickelten Fältelungen, im Ganzen steil aus der Tiefe aufsteigend und oben flacher nach Norden überliegend, sowohl am *Vogelstein*, wie gegenüber am *Foppastein* sehr deutlich zu beobachten (in der Karte, Bl. XIV, durch blaue Linie angedeutet, vergl. ferner zwischen *Bargis* und *Trins* in Profil 14).

1 und 2 bilden eine normale, 3, 4 und 5 eine verkehrte Schichtfolge. Der antiklinale Verrucano dazwischen, der hier als Kern eines untergeordneten Gewölbes erscheint, ist noch etwas unterhalb der unteren *Lawoyalp* von den Kalkformationen gewölbeförmig überdeckt (Profil 14). Er sinkt gegen Osten tiefer und bleibt dort verborgen, während 1 und 3 mehr und mehr verschmelzen. Die Ruine *Hohentrins*, in der Verlängerung von 1 gelegen, steht auf einem scharfen Riff von Röthidolomit, dessen Schichten an der Kante etwa 45°, tiefer gegen den Rhein allmählig steiler bis zu 85° SSO abfallen. Nördlich fallen unter den Röthidolomit violette, dann weissliche und holzfarbene Thonschiefer, die Stellvertreter der Quartenschiefer, ein. Ansteigend von *Trins* nördlich gehen wir über die im Dorfe 60—70°, höher oben noch 30 bis 35° SSO fallenden dunkelbraunen Lias- und Doggerschichten. Sehr deutlich ist der Eisensandstein vom Alter des Am. *Murchisonae* entwickelt. Darüber, in Wirklichkeit in seiner Sohle, sind vielfach Schiefer eingelagert, welche vom Bündnerschiefer ununterscheidbar sind und wohl den beginnenden Uebergang des Lias in Bündnerschiefer andeuten. Unter dem Dogger taucht bald der Hochgebirgskalk in 30 bis 40° geneigten glatten Platten hervor. Bei *Muliens* folgt nochmals über Schiltkalk ein aufliegender Doggerfetzen 30° SSO fallend, welcher in gestreckten Platten unten Eisenoolith, darüber Echinodermenbreccie und Eisensandstein enthält. Je höher hinauf wir über den einförmigen, von ausgetrockneten Bachrinnen durchfurchten Malmkalkkrücken nördlich gegen die *Ringelspitze* gelangen, desto flacher (20 bis 10°) werden die Malmschichten, desto gestreckter, heller, salinischer, zum Theil in ganz schiefgedrückte, von Clivage begrenzte Parallelepipede oder Stengel zerfallend wird der Malmkalk. Hie und da ist der Malmkalk weiss mehlig innerlich zermalmt oder als innere mechanische Breccie ausgebildet. Am südlichen Ausläufergrate des *Crap Matts* treffen wir zuerst wieder auf einen aufliegenden Fetzen brauner Schichten, die die offenbare Fortsetzung des Doggers bei *Trins* sind. Ganz das Gleiche beobachten wir am Grate des *Tschep* von 2646 m. an aufwärts. Schon aus grosser Entfernung sind diese braunen Decken auf dem blaugrauen Malmkalke sichtbar. An der letztgenannten Stelle fand ich zwischen beiden ächte deutliche charakteristisch gelb und grau fleckige, aber stark flach gequetschte, in der Fall-

richtung längs gestreckte Schiltkalke (Argovian) und im aufliegenden braunen Gestein einige, specifisch nicht genau bestimmbare, deformirte Ammoniten von makrocephalem Typus, sowie eine Anzahl zerrissener Belemniten. Das Gestein schwankt zwischen einer rauhen, gequetschten Echinodermenbreccie und einem Eisenoolith. Am Gipfel des *Tschep* und des *Crap Matts* sitzen dem braunen Gestein noch kleine, halb marmorisirte Röthidolomitkappen auf, und durch eine schmale Scharte getrennt, folgt am *Ringelspitzgrat* selbst, als zackige, schwer erklimbare Krone des Gebäudes, der schöne, feldspathreiche, oft streifige, lauchgrüne Verrucano über einer schon aus grosser Ferne wie ein Messerschnitt sichtbaren, scharfen, ebenen, zum Theil mit Rutschstreifen versehenen Trennungsfläche aufgesetzt. Im Verrucano ist steil SSO fallendes Clivage manchmal deutlich. Dasselbe setzt auch in die unterliegenden Eocänschiefer fort. Unter der nur sanft südlich fallenden Trennungsfläche finden wir weissen und gelben bis rosarothern, dolomitischen, feinkörnigen Marmor in dünnen Platten als Fortsetzung des Röthidolomites, weissen und grauen Marmor, häufig mit Uebergängen in Lochseitenkalktypus als verfolgbare directe Fortsetzung des Malmkalkes. Das braune Doggergestein hat sich am *Crap Matts* und *Tschep* ausgekeilt, und der Röthidolomit gelangt nun hier in directe Berührung mit dem Malm. Beide sind von wechselnder Mächtigkeit; sie stossen nach unten mit unebener, oft recht verkneteter Grenze an steiler südlich fallende, eocäne Schiefer und Nummulitenkalke an. Hie und da unter Ringelspitz und Piz Sterls setzen Röthidolomit und Lochseitenkalk ganz aus, und der Verrucano ist direct auf das unten liegende Eocän überschoben.

Es unterliegt also keinem Zweifel, dass wir es hier von *Trins* bis auf die *Ringelspitze* mit einer verkehrten Schichtfolge zu thun haben. Wir wanderten vom Rhein unter *Hohentrins* von der Nähe der Muldenbiegung auf Röthidolomit, Lias, Dogger und Malm über den Mittelschenkel der grossen Südfalte hinauf, bis derselbe unter dem Gipfel der *Ringelspitze* fast ganz verschwunden ist und stellenweise nur noch durch eine Ueberschiebungsfläche angedeutet wird. Nach oben hatten wir stets die älteren, unter uns die jüngeren Schichten, wir wanderten aufrecht auf den Unterflächen der Schichten, und zugleich fanden wir in der Höhe die Schichten stets flacher, südlich gegen den Rhein hin stets steiler einfallend und dort unten endlich senkrecht gestellt.

Vom Gipfel der *Ringelspitze* nördlich hinabkletternd in die schauerliche Tiefe des *Calfeusenthal* treffen wir auf einer verticalen Höhe von ungefähr 1700 m. Eocän und nur Eocän, stets bald flacher, bald steiler südlich einfallend. Herrliche Nummulitenbänke wechseln mit Helminthoidenschiefern, Fucusschiefern, Quarziten etc. ab. Unter den Nummulitenschichten von *Sanct Martin* folgt bald in normaler Entwicklung und regelrechter Reihe die Kreide, tiefer der Jura und Röthidolomit, und vor *Vättis* endlich ist im Kern eines sanften Gewölbes, in dessen Scheitel die Tamina sich eingeschnitten hat, der Verrucano mit steiler Schieferstellung nach Art der Centralmassive entblösst. Ich halte diese Schieferstellung indessen zum grossen Theil für Clivage, während das Gestein selbst offenbar so verändert ist, dass wohl nur eine eingehende Specialuntersuchung hier zu entscheiden vermöchte, wie viel wirklich Verrucano oder ächt carbonische schwarze Schiefer, und wie viel davon ältere Gesteine, krystallinische Schiefer etc. sind.

Wenn wir von der *Ringelspitze* südlich in die Tiefe steigen — nicht über den Rücken der Gräte, über den wir heraufgestiegen sind, sondern rasch seitlich ab gegen Alp *Lavadinas* und *Bargis* oder gegen das *Lawoytobel* — so treffen wir unter der verkehrten, oben beschriebenen reducirten Schichtfolge des Mittelschenkels oft einige Kalk- und Mergelschichten von Kreidetypus, dann aber bald stets auf eocäne Schiefer, zwischen welchen Kalksteine mit bald undeutlichen, zerdrückten, bald aber auch gut erhaltenen Nummuliten eingelagert (nicht angelagert, Vacek!) sind. Die Eocänbildungen greifen als liegende Mulde volle 3 km. weit südlich vom *Ringelspitz* weg unter die älteren Deckengesteine hinein. Hier nun stossen wir auf die liegende Muldenumbiegung im Eocänen, die südlich schalenförmig umhüllt ist von der liegenden Muldenumbiegung der Kreide und der Malmschichten.

Die liegende Muldenumbiegung des eocänen Muldenkernes der Südfalte haben wir mit ihrem südlichsten Scheitel am *Piz Dartjes* (*Kistenpass*) bei etwa 2300 m. Meerhöhe, am *Crap Surschein* bei 1800—1900 m. (Profil 8), an der Ecke der Alp *Ranasca* (*Panixerpass*) (Profil 10) bei ca. 1800 m. gefunden. Am *Flimserstein* werden wir sie bei 2000 m. (Profil Nr. 13) treffen, und hier am *Ringelspitz* liegt sie bei ca. 2400 m. Weiter östlich ist sie nirgends mehr erhalten. Wenn wir vom obersten Theile des *Lawoytobels*,

dem *Augstberge* aus, die Ostwand des *Crap Matts* betrachten, so sehen wir da die tieferen Nummulitenschichten über sich selbst nördlich zurückbiegen, wir sehen, wie die Kreide und der Malmkalk der gleichen Biegung folgen (Tafel IV, Fig. 7). Genau das gleiche Bild, wenn auch etwas weniger tief hinab entblösst, liefert uns der Kessel zwischen *Crap Matts* und *Tschep* und ebenso das Ostgehänge des *Tschep*. Lassen wir den Blick über die Thalstufe von *Bargis* hinaus an die Ostwände des *Flimsersteines* schweifen, so erblicken wir dort in ziemlich scharfer Umknickung die liegende Mulde der gelbbraunen Nummulitenschichten, unten und oben gänzlich eingeschlossen und südlich umschlossen vom blaugrauen Malmkalke (Taf. IV, Fig. 11).

Aber nicht nur in die Muldenbiegung der Südfalte gibt die *Ringelgruppe* klaren Einblick, sie gibt auch jedem Zweifler an unseren bisherigen Darstellungen über die Glarner Doppelfalte den besten Aufschluss über die Bedeutung des Lochseitenkalkes. Unter dem eocänen Muldenkerne treffen wir auf etwas dürftig entwickelte normal gelagerte Kreideschichten. Im Gebiete der *Trinseralp*, sowie östlich in der *Ramozealp* fand ich deutliche Gaultpetrefacten, der Seewerkalk, der Schrattenkalk sind zweifellos zu erkennen. Darunter folgt in seiner vollen Mächtigkeit in sanft gegen SSO fallenden Schichten in typischer Ausbildung der Malmkalk. So treffen wir ihn an den Wänden von *Mulins* bis *Bargis* und gegen die *Trinseralp* hinein. So steht er an vom *Kunkelspass* nach dem *Augstberge* hinauf. Die Verbindung des unteren normal gelagerten Malmkalkes (Muldenschenkel der Südfalte) mit dem verkehrt gelagerten des Mittelschenkels ist auf's Deutlichste zu verfolgen. Wir sehen sie in Gestalt einer mit zahlreichen kleineren Fältelungen zweiter Ordnung complicirten und durch Clivage hie und da etwas verschleierten gewaltigen Umbiegung an den Wänden bei *St. Barcazi* (bei *Trins*), wo die Schichten in der Mitte vertical stehen und sich oben und unten C-förmig umbiegen; ferner an den Wänden unter *Munt* und gegenüber der Ruine *Belmont*. Ebenso andererseits an den Wänden, welche sich westlich des *Lawoytobels* hinziehen. Die Eintragung dieser Umbiegung in Profil 14 beruht auf directen Skizzen nach der Natur. Besonders deutlich zu beobachten ist hier, wie der Mittelschenkel, der an der Muldenumbiegungsstelle in voller Mächtigkeit ansetzt, allmählig nach oben hin sich reducirt, wie seine Schichten

ausgezogen, ausgequetscht werden (Profile 12, 13, besonders 14, ferner Taf. IV, Fig. 7, 8, 11) und wie in gleichem Masse damit seine mechanische Metamorphose, seine Umwandlung in Lochseitenkalk und Marmor zunimmt. Man kann auf dem Mittelschenkel hinaufsteigen und, denselben niemals verlassend, seine Schichten ohne Unterbruch genau verfolgend, den allmäligen Uebergang des Hochgebirgskalkes durch tausend Zwischenformen in Lochseitenkalk und Marmor direct beobachten. Dieses Ausziehen des Mittelschenkels nach oben, genau so, wie es in unseren Profilen gezeichnet ist, lässt sich wie an den Wänden der *Ringelspitzgruppe* auch in ausgezeichneter Weise an den Wänden zu beiden Seiten des *Flimsersteines* sehen, und am Abhang des *Crap St. Gion* gegen die *Alp Ruschein* lässt sich die gleiche Erscheinung in den unteren Theilen des Verrucano wahrnehmen (Profil Nr. 9). Wir befinden uns hier eben überall in den entsprechenden Theilen der Südfalte.

Die Art und Weise wie die Südfalte gegen Osten endigt, ist nicht ersichtlich, indem die Denudation dort viel zu viel schon abgetragen hat. Der ganze *Calanda* scheint nach *Theobald's* Beobachtungen bloss aus dem normal gelagerten Muldenschenkel herausmodellirt. Ob die an demselben vorkommenden kleineren Falten als zersplitterte Ausläufer der grossen Südfalte oder als harmonische Falten der grossen Muldenregion aufzufassen sind, ist nicht wohl zu entscheiden. Die sehr starke Drehung in der Streichrichtung von W S W—O N O nach S S W—N N O oder stellenweise fast S—N, die den ganzen *Calanda* charakterisirt, ist an und für sich schon ein mechanischer Beweis dafür, dass hier von W nach O ein rascher Wechsel in der Vertheilung des Zusammenschubes und damit in der Weite der Falten stattgefunden haben muss. Zwischen dem Faltensystem des *Rhätikon* und der Glarner Doppelfalte müssen hier Torsionsspannungen entstanden sein, welche die dazwischen gestellte abweichende Streichrichtung des *Calanda* bewirkt haben. Insofern dieselbe durch das Aufhören der Südfalte bedingt war, müsste der Drehungsrichtung entsprechend angenommen werden, dass hier im Calfeusengebiete der gemeinsame Muldentheil in absoluter Bewegung mehr der Südfalte unterschoben, als dass die letztere dem gesunkenen Muldentheil überschoben worden wäre. Die absolute Richtung der Bewegung ist

für die dadurch entstehende Falte ja nicht von Einfluss, wohl aber für die allfälligen Streichablenkungen an ihrem Ende (vergl. 79, Bd. I, 241—243, und Bd. II, S. 222—227).

Die Wurzel des Südflügels der Glarner Doppelfalte habe ich, wie Profil Nr. 14, das schon seit vier Jahren gedruckt worden ist, zeigt, südlich der *Ringelgruppe* unter dem *Flimserbergsturz* etc. vermuthet. Endlich im Jahr 1890 ist es mir durch eine Begehung der Rheinborde bei niedrigem Wasserstande gelungen, diesen Verrucanogewölbekern hier unten in seiner Wurzel thatsächlich anstehend in zahlreichen, oben aberodirten und von Moränen und Bergsturz bedeckten Klippen aufzufinden. Ich verweise auf Taf. VII, Fig. 1, welche diese neuen Beobachtungen darstellt. Der Verrucano ist hier unten meist feinschiefrig und stark sericitisirt. Er reicht hinan bis an den Bündnerschiefer südlich von *Vogelsang* (südlich *Reichenau*), so dass in dem Profile *Reichenau-Vogelsang* die Wurzel des Verrucanogewölbes horizontal gemessen volle 2 km. Mächtigkeit hat. Weiter östlich habe ich südlich des Rheines den Verrucano bisher nirgends entblösst gefunden. Er muss aber da unter der Ebene zwischen dem *Calanda* im Norden und dem Bündnerschiefer im Süden weiter sich erstrecken, er muss ohne Zweifel die Umkrümmung der *Calandakette* noch etwas mitmachen, bis er, vermuthlich etwa zwischen *Masans* bei *Chur* und *Zizers* ganz in der Tiefe zurückbleibt. Die Schuttbedeckungen sind zu bedeutend, um etwas Bestimmtes erschliessen zu können. Das grosse Hauptthal von *Ilanz* bis *Chur* liegt also gerade mit seinem Boden einerodirt auf einem Gewölbekern, einem „Verrucanoaufbruch“, der beidseitig von Zonen jüngerer Gesteine eingefasst ist.

c) Flimserstein. Ein gewaltiger rhombischer Felsblock steht der *Flimserstein* da. Das Thal an der Westseite nach dem *Segnespass* entblösst bis hoch hinauf nur Malmkalkplatten, der mächtige Thalkessel von *Bargis* an der Ostseite hingegen schneidet durch den Deckenmalm des Mittelschenkels, durch den eocänen Muldenkern der Südfalte, und ist im hinteren Theile eingesenkt in den normalen Malm, den ächten Quintnerkalk des Muldenschenkels. Aufsteigend zur Flimsersteinfläche und nördlich zugleich vordringend im Mittelschenkel (*Flims*, *Foppa*, *Flida*, *Narraus* und *Gassons* oder an der allerdings kaum genügend gangbaren Ostseite) beachtet man, dass der schwarze

Quintnerkalk bald heller streifig, salinisch bis zuckerkörnig marmorartig wird. Das flache Dach, auf dem die herrlichen Alpweiden liegen, wird fast ganz von ebenschichtigem, braunem Gesteine gebildet, welches genau die gleichen Erscheinungen der Streckung und Klüftung aufweist, wie wir sie vom braunen Deckendogger am *Ringelspitz*rücken kennen. Diese braune, weite Decke des *Flimsersteines* ist im unteren Theile etwas schiefrig thonig, oben vorherrschend eine rauhe Echinodermenbreccie. Glaukonitkörner oder Kieselknollen nach Art der Kreide fehlen vollständig darin. Verrostete Pyritknollen sind häufig. Das Gestein hat im Ganzen keinen Kreidehabitus. Endlich fand ich einen zerrissenen Belemniten, der am ehesten *Bel. hastatus* oder *bicanaliculatus* gleich ist, und dann, stellenweise sehr häufig, verkieselte Schalen stark deformirter Bivalven, von denen einzelne mit Säure präparirt sich als *Ostræa Marshii* bestimmen lassen. Dieselben bilden hie und da völlige Austerbänke. Das braune Gestein auf dem Rücken des *Flimsersteines* hat überall starke Spuren mechanischer Umformung, wie sie im Muldenschenkel nirgends zu finden sind, wohl aber durchweg den Mittelschenkel kennzeichnen. Dazu ist ferner die topographisch hohe Lage gegenüber den Kreideschichten des Muldenschenkels in den *Trinseralpen* und die durchaus entsprechende Lage wie die Doggerschichten am *Ringelspitz*rücken zu bedenken. Diese Gründe legen dar, dass wir es hier nicht mit einer normalen Kreidedecke, sondern mit verkehrt aufgelagertem Dogger zu thun haben.

Unter dem Gipfelchen 2568 m. zieht der Dogger noch durch. Darüber folgt weisslich marmorischer Dolomit, wohl Vertreter des Röthidolomites, und eine Kappe von dünnstiefem, grauem, grünem und violettem, dunklem Verrucano sitzt auf, die sich bis zum höchsten Gipfel 2679 m. erstreckt. Dort oben aber hat sich, was an der Westseite deutlich verfolgt werden kann, der Dogger ausgekelt, durchaus entsprechend wie in der *Ringelgruppe* am *Tschepgipfel*. Der Malm darunter ist zu ächtem weisslichem Lochseitenkalk geworden, der Röthidolomit darüber zu einer circa 1 m. starken weissgelben Schicht von Dolomitmarmor. Die beiden letzteren berühren sich nun direct. Auch unter der östlicheren Verrucanokappe folgt der marmorisirte Röthidolomit. Die Schichtung wird oft durch Clivage anders getäuscht, dasselbe fällt steiler als die Schichten nach SSO ab. Eocän sticht auf der Flimser-

steinfläche nirgends durch. An der hohen nördlichen Kante des *Flimsersteines* treten marmorisirte helle Kalke, dünne, thonige, glänzende Schiefer, wahrscheinlich den Quartenschiefer vertretend, dolomitische Marmorplatten, sogar Verrucanoschiefer und braune, schiefrige Eocängesteine in sonderbarem Wirrwarr vor, den ich nicht im Einzelnen auseinanderzulesen vermochte. Da sind offenbar, ähnlich wie am *Bützistöckli*, am *Loostock* etc., die ausgewalzten Lamellen des Mittelschenkels mehrfach übereinander geschleppt worden. Steigt man von der Kante nördlich hinab, so trifft man auf ähnliche keilförmige Ineinanderschiebungen von lochseitenartigem weissem Kalkstein und Marmor mit eocänen Kalksteinen und Schiefern. Etwa 200 m. nördlich vom Rande der Verrucanokappe endigen die Verknetungserscheinungen mit einer starken weissen lochseitenartigen Kalkbank, die noch ganz flach südlich einfällt, darunter folgen, auffallend steiler gestellt, Nummulitenkalk, eocäne Schiefer und endlich etwa 85° SSO fallend ein Wechsel von 4 bis 5 je 1 bis 2 m. dicken ölgelbgrünen sandig quarzitischen Nummulitenbänken mit Thonschiefern. Nach der Tiefe der *Furka*, 2551 m. (Profil 13), und von da hinauf gegen den *Piz Dolf* wird der Fall der eocänen Schiefer- und Nummulitenbänke wieder geringer (40 bis 60° SSO). Von etwa 2620 m. bis hinab auf 2200 m. in den *Trinseralpen*, *Alp Surcruns*, bleiben wir im Eocänen. Dann folgt tiefer glaukonitische Kreide mit ausgewitterten, schlecht erhaltenen Belemniten, Ammoniten und Turriliten, und bei etwa 2000 m. der Malmkalk: Wir befinden uns hier unten wieder in der normalen Schichtreihe.

Hinten östlich um den *Flimserstein* herum können wir die Eocänmasse weiter verfolgen. Unter der Ecke 2581 m. nimmt sie rasch ab an Mächtigkeit und spitzt sich dann südlich aus, bis sie in etwa 1700 bis 1800 m. Meerhöhe mit einer deutlich sichtbaren, scharf spitzen Umbiegung der gelbbraunen Nummulitenschichten endigt (Taf. IV, Fig. 11). Diese Umbiegung wird von einer ebenso scharfen Umbiegung der Kreideschichten begleitet, deren Spitze hier fast bis an den Fuss der Wände von *Bargis* hinabreicht, während oben und unten der Malmkalk in gewaltigen Massen diese liegende Mulde umklemmt.

An der Westseite des *Flimsersteines* gelang es mir nicht, zwischen Malm und Eocän die Kreide sicher zu erkennen. Im tieferen Theile, am Rande

des Thalbodens von *Segnas sura*, wo die schauerliche Erosionskesselschlucht beginnt, sind einige mit grossen verquetschten Austern dicht erfüllte Schichten entblösst, die wahrscheinlich zur Kreide zu rechnen sind (Profil 13). Dass wir nun von hier westlich bis an das *Panixerthal* keine Kreide mehr finden, ist nicht verwunderlich, indem hier keine Erosion mehr den normalen Muldenschenkel entblösst und die Kreide im reducirten verkehrten Mittelschenkel meistens gänzlich ausbleibt. Dieser allein wird hier noch unter der Verrucanodecke sichtbar und ist überdies nirgends südlich des Vorab ganz durchbrochen.

d) *Segnesthal*. Im 79 Atlas habe ich Taf. XVI, Fig. 7 ein Profil nach *Theobald* gegeben. Dasselbe ist nun wesentlich zu corrigiren. Kreide findet sich eben nicht zwischen dem unteren Malm und dem Lochseitenkalk, und die dort angedeuteten Malmmassen gehören nicht in eine secundäre Falte des Muldenschenkels, sondern sind zum Mittelschenkel zu stellen. Unser Profil 12 entspricht genau der westlichen Thalseite des oberen *Segnes*, ist aber entsprechend der Richtung, in welcher alle unsere Profile angesehen sind, Spiegelbild der Ansicht jener Bergwand. Das Profil mag ergänzt werden durch ein Panorama jenes Thalhintergrundes Taf. IV, Fig. 8. Der Lochseitenkalk wechselt bedeutend in seiner Mächtigkeit und ist an seiner Unterseite oft stark verknetet mit den eocänen Schiefern. Zugleich ist er oft von steiler SSO fallender Klüftung durchsetzt, welche Klüftung vielfach der Schichtung und dem Clivage des Eocänen darunter und sogar des Verrucano darüber in der Lage völlig entspricht. Die eocänen Massen sind alle deutlich geschichtet mit Fall SSO. Das Clivage, nicht selten ausgebildet, weicht wenig von der vorherrschenden Schichtung ab. Mit dunkeln Schiefern wechseln zahlreiche Bänke von Nummulitensandstein und Nummulitenkalksteinen. Der Malmkalk des Mittelschenkels zieht sich nach oben viel rascher und unvermittelter in Lochseitenkalk aus, als dies am *Flimserstein* oder *Ringelspitz* der Fall ist. In dieser Beziehung ist hier die Gestalt des Mittelschenkels schon viel ähnlicher den westlichen Profilen bei *Panix* und unter dem *Piz Dartgias*.

e) Der Südabhang der Vorabmasse. Vom nördlichen Stirnrand der Vorabmasse, gebildet durch *Piz Mar*, *Sether-Furka*, *Vorab*, *Laxerstöckli* bis an den Rhein hinab erstreckt sich eine gewaltige, ziemlich flache Platte

von Verrucano in allen Varietäten, vorherrschend den grünschiefrigen — durchaus das symmetrische Bild zum Verrucano des *Kärpfgebietes* oder der Südgehänge des *Walensee*. *Alp Nagiens*, *Alp Ranasca* sind Erosionsbuchten, *Ober-Ruschein* ist ein Loch, in der Verrucanodecke ausgewittert. Ganz wie am *Tschep* und am Gipfel des *Flimsersteines* finden wir auch hier oft in den nördlichen Theilen am Rande des Verrucano dicht unter demselben weissen bis gelblichweissen, hie und da dolomitischen und feinschiefrigen Marmor. An einigen Stellen enthält derselbe marmorisirte und verquetschte Bivalven und mag aus Dogger hervorgegangen sein, an anderen Stellen ist es umgewandelter Röthidolomit, wiederum an anderen eine Potenz des Lochseitenkalkes. Was eben dem Verrucano in diesen Regionen am unmittelbarsten unterliegt, hat die stärkste „Dynamometamorphose“ erlitten, die in vollständiger Umwandlung von Kalkgesteinen oder Dolomiten irgend welcher Art in Marmor besteht.

Der grössere Theil der *Alp Nagiens* zeigt unter dem Trümmerwerk des ehemaligen Bündnerbergfirn den Dogger, reich an Echinodermen-, oft erkennbarer *Pentakriniten*-Breccie, reich an Bivalven, die oft sich als zweifellose *Ostræa Marshii* zu erkennen geben. An wenigstens vier verschiedenen Stellen ist er durchlöchert, und darunter erscheint der Malm, und zwar in verschiedenem Grade verändert, meist gestreckt hellgrau salinisch, hie und da schon vom Typus des Lochseitenkalkes.

Am Ostgehänge der *Alp Ruschein*, südlich der *Sagenseifurka*, bemerkt man sehr deutlich im Verrucano ganz dieselbe Verdünnung der Schichten und Schichtencomplexe von Süden nördlich in die Höhe, unter gleichzeitigem Flacherwerden, wie wir dies am *Flimserstein* und *Ringelspitz* im Malmkalk so schön beobachten können. Daraus geht hervor, dass in der Verrucanodecke uns hier nicht nur ein überschobener Gewölbeschenkel vorliegt, sondern wenigstens hier ein Theil des Verrucano dem Mittelschenkel angehört, und somit der Verrucano theilweise doppelt liegt. Damit mag in Zusammenhang stehen, dass gerade in diesen Regionen der Verrucano so sehr dünnschiefrig und seideglänzend ist und oft so ausgezeichnete Linearstreckung aufweist. Noch am ganzen Stirnrand des *Vorab* ist der grünschiefrige, feldspathhaltige und sericitreiche Verrucano stark in der ungefähren Fallrichtung gestreckt.

Im obersten Theile der *Alp Ruschein* ist der Dogger nur als schwacher, halb marmorisirter Saum des Erosionsloches im Verrucano zu sehen, stellenweise fehlt er gänzlich. Die grosse Fläche unter dem durchbrochenen Verrucano wird vom gestreckten Malmkalk (Lochseitenkalk) eingenommen.

In der *Alp Ranasca* finden wir als Glieder des verkehrt gelagerten Mittelschenkels ächten Röthidolomit, Lias, Dogger in verschiedenen Stufen, Schiltkalk und Malm. Die Anwitterung ist derart, dass bald das eine, bald das andere Glied die Oberfläche bildet. Streckung ist überall zu sehen. Zerrissene Belemniten, elliptische Ammoniten kommen hie und da vor, erstere bis auf das 10- und 20fache ihrer ursprünglichen Länge auseinander gerissen. Die Verwicklung ist hier nicht so gross, wie ich früher glaubte. Sie ist mehr nur äusserlich durch die zufällig sonderbare Art des Anschnittes durch die Oberflächen bedingt, während der innere Bau des Mittelschenkels hier die einfache regelmässige verkehrte Schichtfolge ist. An der Ecke der *Alp Ranasca* (Profil Nr. 10) gegen *Camone* oder *Oechsler* schneidet der *Panixerpassweg* den hier sehr dünnen Mittelschenkel. Da treffen wir unter ächtem circa 20⁰ südlich fallendem Röthidolomit, der höher oben bald von Verrucano gedeckt wird, etwas schwarzen Liasschiefer und braunen Dogger, dann von typischem Lochseitenkalk hier eine 3 bis 4 m. starke Bank, die weiter unter den *Piz Mar* hinauf 10 bis 30 m. stark wird. Vollständig parallel damit liegen unter diesem Lochseitenkalk eocäne Schiefer und zahlreiche Nummulitenbänke. Im Niveau von 1800 bis 1900 m. findet die hier sehr scharfe Umbiegung der liegenden Nummulitenkalkmulde statt. Die Wände sind aber so steil, dass ich den Versuch nicht wagte, bis zur Umbiegungsstelle hinabzusteigen; dagegen sah ich dieselbe sehr schön von der gegenüberliegenden Seite. Noch tiefer stürzt der flachgelagerte Malm des Muldenschenkels in ungeheuren Wänden zu der *Panixeralp* ab. Ganz entsprechend ist die Muldenumbiegung des Eocänen, sowie zum Theil auch des Malmkalkes an der Wand unterhalb des *Crap Surscheins* zu sehen. Das Profil Nr. 10 zeichnet die in diesem Gebiete beobachteten Schichtstellungen getreu nach, während in der Karte Bl. XIV die Grenze des Verrucano an die Kalkformationen im Grunde des *Panixerthales* unfern des Dorfes leider etwa 400 m. zu weit südlich eingetragen ist und die Formationsgrenzen am *Crap Surscheins* auch nicht ganz

exact sind. Die Karte war schon gedruckt, als ich dies Gebiet nochmals beging. Die Fehler sind indessen gering und nur topographischer, nicht structureller Art.

f) Die Verwicklungen am Panixerpass. In 79, Bd. I, Seite 193—196, ist ein Schichtenprofil von anscheinend antiklinalem Charakter besprochen worden, welches beim *Seeli* und der *Gurgel* am *Panixerpass* schief in alles Uebrige hineingestellt erscheint. Nach der Auffassung von *Escher* hätten wir es hier mit einem Gewölbe zu thun, das im Muldenschenkel in der Tiefe wurzelt und hier hinaufsteigt. Ich habe angedeutet, dass diese Annahme auf Schwierigkeiten stösst, und vermuthet, dies Schichtenprofil möchte eher eine Mulde darstellen, welche von oben, vom Mittelschenkel hinabsinkt und gewissermassen von demselben abgeschürft ist. Die *Escher'sche* Annahme wurde damals in 79, Profil XIV, Tafel VII, meine Vermuthung in Tafel XVI, Fig. 6 bildlich versinnlicht. Eine kleine Specialuntersuchung dieses Gebietes bei möglichst kleinem Schneestande allein konnte entscheiden. Ich habe dieselbe zu Ende September 1885 ausführen können, und es hat sich dabei meine Vermuthung als richtig erwiesen (Profil Nr. 10).

Beginnen wir bei dem kleinen *Seeli* am *Panixerpassweg* südlich des *Rinkenkopf*. Das *Seeli* selbst liegt in eocänen Gesteinen eingebettet, in Nummulitenkalk, Schiefen und Quarziten. Gleich da, wo sein Wasser in einen Trichter versiegt, folgt concordant über schwarzen Eocänschiefen Malmkalk von Lochseitentypus. Derselbe, 10 bis 100 m. mächtig, fällt steil nach NO ein. Nun folgt gegen NO, sich daran anschmiegend, eine nach NNW am *Rinkenkopf* hinaufstreichende schmale Gesteinszone von der Gestalt eines nach oben geöffneten Fächers. Dieselbe enthält, an den Lochseitenkalk sich anschmiegend, Schiltkalk, Eisenoolithschiefer, Pentakrinitenbreccie, hie und da etwas Röthidolomit und Verrucano, dann in verticalen Platten Liasquarzit, wieder Pentakrinitenbreccie, wieder Eisenoolith mit Petrefacten, abermals, nun aber steil gegen SW einfallend, Schiltkalk und daran schliesst sich zunächst in gleicher Weise einfallend die grosse Malmmasse des *Rinkenkopfes*. Hier liegt uns also ein nach oben geöffneter Fächer, eine Synklinale vor, deren Kern aber aus den ältesten Schichten der Gegend, Verrucano und Röthidolomit, besteht, worauf sich seitlich symmetrisch die

jüngeren, Lias, Dogger, Malm und Eocän, anschliessen. Die Schichtmächtigkeiten sind innerhalb der Malmschenkel durchweg sehr reducirt, die Ausbildungsart der Gesteine ist am ähnlichsten derjenigen im Mittelschenkel der Südfalte in der benachbarten *Alp Ranasca*. Wir haben hier nach dem Alter der Schichten eine Gewölbezone vor uns, die aber nach der Lagerung umgekehrt eine Mulde zu sein scheint, indem sie einen nach oben offenen Fächer bildet. Klettern wir dieser sonderbaren Gesteinszone nach, so finden wir, dass sie gegen NNO vom *Seeli* weg sich 500 bis 600 m. weit verfolgen lässt. Da oben aber sind die älteren Schichten allmählig eine nach der andern ausgeblieben. Der südwestliche Lochseitenkalk, direct dem Nummulitensandstein sich anschmiegend, hat etwa 6 m. Mächtigkeit, die Zone von Lias und Dogger noch etwa 10 m., östlich folgt immer die Malmmasse des *Rinkenkopfes*. Bald sehen wir, dass Lias und Dogger nun keineswegs als Gewölbe in das ansteigende Gehänge des Rinkenkopfes hinab- und hineintauchen, sondern vielmehr, dass sie in Gestalt einer Mulde nach oben hinausgehen, während der westliche Lochseitenkalk sich unten durch und um das Ende der Mulde herum mit dem Malm des *Rinkenkopfes* in eines verbindet. Weiter nördlich am *Kalkhorn* oder an den steilen Gehängen gegen die *Wichlenalp* hinab ist nirgends eine Fortsetzung zu finden. Unsere sonderbare kleine Querzone am *Panixerpass* ist also nach der Gestalt eine Mulde, welche nicht tief greift und deren Muldenscheitellinie nördlich aus dem noch vorhandenen Gebirge hinaussteigt. Es ist ein zur Mulde umgedrehtes Gewölbe.

Wenden wir uns nun südlich und südwestlich der Panixerpassfurche: Oben an der Kante des *Vorab* und von da bis an die *Setherfurka* sehen wir an vielen Stellen die braunen Doggerbänke fast wie ein Gesimse über der steilen Malmwand und unter dem flacheren Verrucanodach sich hinziehen. Hier oben bei 2709 m. finden sich darin, freilich stark deformirt, die Auster-schalen. Röthidolomitfetzen sind nur vereinzelt da. Die Verrucanodecke ist hier oft recht buntfarbig. Grünschiefrige, linear gestreckte, sericitische und sericitgneissartige Varietäten wechseln mit mehr conglomeratischen ab. Dazwischen liegen wieder violette bis schwarze Schiefer, kirschrothe Thonschiefer, grüne und rothe, grobe Sernifitconglomerate, aber auch schiefrig gequetschte Melaphyre (Melaphyrschiefer) fehlen hier nicht. Wer sich Handstücke ver-

schiedener Verrucanovarietäten sammeln will, kann das kaum irgendwo besser thun, als gerade am *Panixerpass*.

Nachdem wir die Gesteine gegen die *Setherfurka* hinauf angeschlagen und geprüft haben, begeben wir uns an den *Rinkenkopf* hinauf, um von hier die Lagerungsverhältnisse zu überschauen (Tafel IV, Fig. 9), dann wird sofort deutlich, dass die Wurzel unserer querstreichenden, muldenförmigen Gewölbezone nicht in der Tiefe, sondern oben an der Unterfläche des Verrucano liegt. Von der *Setherfurka* herab steigt der Verrucano, von dort herab sinken Röthidolomit, Lias und Dogger und sind eingebettet im Malmkalke. Der Zusammenhang ist direct sichtbar. Unsere Gewölbezone sinkt also ab vom Mittelschenkel in Form einer Mulde. Weil aber im Mittelschenkel die Schichtfolge verkehrt ist, so entsteht eben eine Mulde, deren Kern aus den ältesten — hier obersten, deren Hülle aus den jüngeren — hier tieferen Schichten besteht. Das ist eine kleine Falte, abgeschürft oder abgeklemmt von der Unterfläche der Ueberlagerung. Sie ist schief gestellt zum gewöhnlichen Streichen wohl in Folge irgend einer Torsionsspannung, welche hier local im eocänen Muldenkerne entstanden war. Der eocäne Muldenkern hat hier wie eine Schürfzange an der Unterfläche des Mittelschenkels Fetzen von demselben in seine Falten nach unten einzuschleppen und einzuwickeln getrachtet. Das ist gewissermassen das Spiegelbild zu den Kreidefetzen, welche im *Sernfthale*, ebenfalls durch die Faltung des Eocänen, vom Muldenschenkel nach oben abgeschleppt, sich im Eocänen eingeklemmt finden. Es ist zum mechanischen Verständniss dieser lokalen Erscheinung von Bedeutung, dass sie eben gerade da liegt, wo der so gewaltige Mittelschenkelmalm des *Vorab* gegen Westen fast plötzlich auf einen Viertel oder Fünftheil seiner Mächtigkeit zusammengeht, und wo somit Gelegenheit zur Ausbildung lokaler, schiefer Spannungen gegeben war. Für die gesammte Glarner Doppelfalte ist diese sehr interessante Verwicklung indessen nicht von Bedeutung; sie hat nur die Rangordnung einer ganz untergeordneten Zufälligkeit. Sie gehört zu den Falten einer Falte, und hier zu derjenigen Unterabtheilung, bei welcher nicht die ganze Falte, sondern bloss ein Schenkel, und zwar hier der Mittelschenkel, nochmals gefaltet ist. Es ist derjenige Fall, den wir (145, S. 62) besprochen und in Fig. 76 abgebildet haben.

Damit in gewissem Zusammenhang steht wohl die sehr unregelmässige Mächtigkeit des Malmes, resp. Lochseitenkalkes am *Rinkenkopf* und *Kalkhorn*. Zwischen den beiden genannten sticht ein Eocänkeil hoch hinauf. Ein anderer geht etwas in das *Kalkhorn* hinein. Gegen Westen nimmt die Mächtigkeit des Malmes rasch ab, so dass dort das Eocän viel höher steigt. Diese Unregelmässigkeiten hängen zum Theil noch damit zusammen, dass das *Kalkhorn* in der streichenden Fortsetzung der secundären Mulde der *Sether Furka* liegt und als deren äusserster Ausläufer gelten kann. Am *Kalkhorn* macht der Lochseitenkalk eine Aufbiegung mit der convexen Krümmung gegen Norden gekehrt, so dass die fetzenförmig umrandete Verrucanokappe auf der Südseite viel vollständiger sichtbar ist, als auf der Nordseite, aber nur wenig über den aufgebogenen Kalkrand herauschaut (Tafel IV, Fig. 10). Diese Aufbiegung des Kalkrandes entspricht wahrscheinlich derjenigen am *Zwölfihorn*, Profil 11, und ist wohl ein Rest der Gewölbeumbiegung der Südfalte. Das *Kalkhorn* als Ganzes erscheint durch seine Eocänkeile, durch die unregelmässige Dicke des Malmes oder Lochseitenkalkes und seine schiefe Stellung, welche dadurch bedingt wird, sowie durch seine abgetrennte Lage wie ein sonderbar an den Eocänberg angelagerter Fetzen. Aus der Ferne könnte man bald das Eocän als an den Malm, bald den Malm an Eocän „angelagert“ vermuthen. Man muss ordentlich herumklettern, bis dieser isolirte Fetzen Lochseitenkalk mit seinem Verrucanodach verständlich wird (Taf. IV, Fig. 10).

g) *Piz Dartgias*. Was ich früher über den *Piz Dartgias* mitgetheilt habe (79, Bd. I, S. 175—179), kann ich vollständig bestätigen. An genannter Stelle sind dann überdies noch einige besondere, zum Theil nicht verständliche Verwicklungen besprochen (S. 179—182). Die Verhältnisse sind derart, dass nur eine eingehende Specialuntersuchung an Hand einer viel detaillirteren Karte und mehrerer vollständiger Ansichten endlich volle Aufklärung bringen könnte. Meine mehrmaligen Versuche, in dieser Weise einzudringen, wurden durch schlechte Witterung stets erschwert und abgebrochen. Namentlich gelang es mir nicht mehr, die Ostseite des *Piz Dartgias* gründlich zu prüfen. Ich kann also auch diesmal die Darstellung des *Piz Dartgias* nicht zum Abschluss bringen, wohl aber kann ich doch einen Punkt jener beson-

deren Verwicklungen einigermaßen bereinigen. Es betrifft dies den Nummulitenkalk, der von der *Alp Robi* durch die steile Schlucht ins *Robithal* hinunterzieht. An dieser Stelle war meine erneute Prüfung gegenüber den früheren wesentlich dadurch begünstigt, dass seither verhüllende Schuttmassen durch einige Hochwasser ausgefegt worden waren und die Schichten deshalb viel zusammenhängender verfolgt werden konnten.

Von Süd nach Nord quer durch die kleine Schlucht kletternd, welche nördlich der *Alp Robi* vom *Piz Dartgias* herunterkommt, trifft man:

1. Verrucano, rothe, violette und grüne Sericitthonschiefer, oft mit dolomitischen Concretionen (jüngster Verrucano), Fall 30—40° SSO.

2. Röthidolomit im unteren Theil, nach oben sich auskeilend.

3. Lias, Kalk mit Quarzkörnern und Quarzsandstein, hie und da Spuren von Belemniten, knolliger Echinodermenkalk und graugelber sandiger Kalkschiefer — Gesteinspaket, herunterziehend vom *Furkahorn* ob *Alp Robi*.

4. Holzfarbene dünne Schiefer, vielleicht stark verquetschten Schiltkalken entsprechend.

5. Malmkalk, hie und da salinisch marmorisirt und lochseitenartig, 10 bis 20 m.

6. Nummulitenkalk von 2200 m. bis 1750 m. hinab zu verfolgen, unten durch Schuttkegel bedeckt.

7. Etwas dunkle, sandig-thonige Kalkschiefer, vielleicht noch der Eocän-einlagerung zuzuzählen, vielleicht der Kreide angehörig.

8. Malmkalk in zusammenhängender Masse.

Die Schichtencomplexe 3 bis 8 zeigen alle das normale Streichen und 60 bis 70° SSO Fall.

Der Malmkalk Nr. 5 scheint nach oben direct sich in den Lochseitenkalk unter dem *Piz Dartgias* fortzusetzen und liegt verkehrt, der Malmkalk Nr. 8 liegt normal, er biegt oben bald flacher um und setzt in die Wände unter dem *Kistenstöckli* fort. Den früheren Beobachtungen scheint Nr. 5 entgangen zu sein, während Nr. 7 für identisch mit 3 angesehen worden war. Kurz, früher glaubten wir, dieser Nummulitenstreifen, der da so steil absinkt, sei beiderseits in Lias gebettet, während er thatsächlich in Malm gebettet ist. Klettert man auf den Nummuliten hinauf, so trifft man über 2200 m.

am Kistenpassweg eine hindernde Schuttdecke, nur wenig weiter nördlich oben folgt, ebenfalls theilweise unter Schutt, der eocäne Muldenkern der Südfalte unter dem *Dartgias*. Der Zusammenhang ist nicht völlig zu verfolgen, aber das obere und untere Eocän treten doch so nahe, dass man sie unter dem Schutt verbunden sich denken muss.

Dadurch hat nun der Nummulitenkalk in der Schlucht unter der *Robi alp* sein allzu Absonderliches verloren. Er erscheint nun als die eng gequetschte Südspitze des eocänen Muldenkernes, der hier zugleich etwas steiler abgebogen ist. Unser Profil Nr. 7 stellt dies in den durchaus richtigen Proportionen dar.

Zwischen dem *Furkenhorn* und dem *Piz Dartgias* bleibt stets der discordant eingeschobene Verrucanokeil. Das dürfte in kleinerem Massstabe eine Erscheinung von der Art wie an der *Setherfurka* sein: Ein Fetzen Mittelschenkel, abgeklemmt und eingeschoben.

Weiter nördlich gegen den *Kistenpass* hinauf zeigt der Muldenschenkel noch eine locale scharfe kleine Falte, die gleich, bevor der *Kistenpassweg* zuerst den Nummulitenkalk betritt, wieder steil herabbiegt. Diese Nebenfalte ist ebenfalls im Profil 7 dargestellt, während sie im Profil XII des Atlas zu 79 noch fehlt.

Gleich an dieser Stelle am *Kistenpass* ist die Kreidebildung recht deutlich entwickelt. Ueber dem lineargestreckten Malmkalk folgen von Clivage durchsetzte mergelige Bänke mit sehr viel *Exogyra Couloni*, darüber späthiger Schrattenkalk, der hie und da freilich fast an marmorisirten Malmkalk erinnert, indessen doch niemals ganz solchem gleich ist. Nach einigem Suchen fand ich in diesem Schrattenkalk Fragmente von *Caprotinenschalen*. Nun folgt ächtes Gaultgestein, 1 bis 2 m. mächtig, mit *Turritiles Bergeri*, *Hamiten*, *Ammoniten*, *Inoceramen*. Auch *Belemnites minimus* habe ich am Rande der *Cavordia* gefunden. Der helle hie und da wellig-knollige Seewerkalk ist nur 2 bis 4 m. stark. Darauf folgt sofort, völlig concordant aufgelagert, ohne irgend welche Erscheinungen, die auf eine zwischenliegende Festlandsperiode schliessen liessen, die Hauptbank des *Nummulites complanatus*. In sehr grossen Exemplaren und ungeheuren Massen bedeckt dies Fossil die braungelben, kahlen, hie und da schöne Gletscherschliffe zeigenden Hochflächen westlich und nördlich

des *Piz Dartgias*, während die Schichten unter dem Grat des *Kistenstöckli* die Muldenumbiegung der Südfalte in schön geschwungener Linie zeichnen. Das *Kistenstöckli* ist ein Synclinalkamm derselben.

C. Zusammenfassung über die Erscheinungen des Mittelschenkels der Glarner Doppelfalte.

Der Mittelschenkel der Glarner Doppelfalte hat uns eine Menge von Bildern geliefert, welche die gewaltige mechanische Umformung charakterisiren, die eintritt, wenn ein Schichtencomplex flach zwischen zwei in entgegengesetztem Sinne sich bewegenden mächtigen Gebirgsmassen eingeklemmt ist, von denen die tiefere Masse überdies discordant steht. Ich habe schon früher diesen Process mit dem Ausdrücke „Auswalzen“ bezeichnet. *Gümbel* hat diese Bezeichnung angegriffen, weil dabei eine Walze nicht im Spiele sei. Indessen scheint mir wesentlich vor Allem zu sein, dass es sich bei der Deformation eines solchen Mittelschenkels nicht um eine Wirkung unter stehendem Druck handelt. Eine Deformation von Schichtentheilen unter stehendem Druck würden wir stets einfach als Quetschung, Ausquetschung, Zerdrückung etc. bezeichnen. Wenn aber die eine der beiden Gebirgsmassen, zwischen welchen die Schichttheile eingeklemmt sind, zugleich gegenüber der anderen sich verschiebt, so haben wir eine Umformung unter sich fortbewegendem Druck; die Angriffspunkte des Druckes wandern. Das ist der Fall beim Auswalzen. Ob der Druck durch eine Walze oder eine anders geformte Masse ausgeübt wird, ist nebensächlich, der deutsche Sprachgebrauch hat leider hiefür keine besonderen Worte, er nennt Alles „auswalzen“. Ich habe mir vielfach überlegt, ob ich nicht den Ausdruck durch das Wort ausschürfen ersetzen könnte, allein hierin liegt zu sehr der Begriff der total vollendeten Zerstörung durch eine kleinere, mehr oberflächliche Collision der Massen. Die Herren Prof. C. Schmidt (Basel) und Dr. E. v. Fellenberg (Bern) haben in neuester Zeit für „auswalzen“ das Wort „verquietschen“ verwendet, dem sich auch Rosenbusch angeschlossen haben soll.

Die festgestellten Erscheinungen des Mittelschenkels sind kurz gefasst die folgenden:

Im Allgemeinen:

1. Sehr bedeutende Reduction der Schichtfolge und Zahl der Schichten und Schichtcomplexe in allen Zwischenformen bis zum vollständigen Ausbleiben durch Auswalzen oder Zerreißen.

2. Verkehrte Lagerungsfolge der einzelnen erkennbaren Schichten oder Schichtfetzen und Schichtpakete.

3. Meistens sehr ebene Begrenzung der Schichten im Dach des Mittelschenkels, zackige unebene Grenzfläche zwischen Lochseitenkalk und unterstehendem Eocängestein.

4. Mechanische Strukturveränderungen der Gesteine im Mittelschenkel, Verschiebungsflächen, Knetstructuren, fallende Linearstreckung, streichende Streckungsrisse etc.

Die Erscheinung Nr. 3 wirkt auf den ersten Blick von manchen Standpunkten aus geradezu verblüffend, so auffällig ist sie. Wie eine am Lineal mit dem Messer geschnittene Linie zieht sich als eine Rutschfläche in einer Ebene weithin die Grenzfläche zwischen Verrucano und Lochseitenkalk hin, während der Lochseitenkalk unten ganz uneben zickzackförmig in die Schiefer eingreift und diese in ihn. (Vergl. z. B. Taf. IV, Fig. 4 oder Fig. 8.) Die Erklärung dafür habe ich schon in 79, Bd. I, S. 226 auf 227 gegeben, ich kann mich heute nicht besser ausdrücken als damals:

Wir haben oft der sonderbaren Erscheinung gedacht, dass Lochseitenkalk und Eocän wie zusammengeschweisst oder sogar ineinandergeknetet sind, während der erstere vom Verrucano durch eine scharfe Ebene getrennt ist. Es ist dieses engere Zusammenhaften und Ineinandergreifen von Eocän und Lochseitenkalk kein Zufall, sondern mechanisch vollständig begründet. Ueberall in beiden Falten, wo wir dieses Verhältniss beobachtet haben, stammt der Lochseitenkalk von der Gewölbestirn her. An seiner Unterfläche im Mittelschenkel wurde er von den in der Regel steil stehenden Eocänschiefern wie von einer gezähnten Walzenfläche erfasst, während die obere Fläche des Lochseitenkalkes an gleich gelagerte Schichtflächen, wo schon einzelne Schichten vorher ausgewalzt und ausgeblieben waren, also an eine schon vorhandene

Schichtfuge anlehnte. Dort, an der Berührungsfläche mit dem Verrucano, war glatte Verschiebung an Schichtfugen vorbereitet. Der grösste Theil der Bewegungsdifferenz von Gewölbetheil und Muldentheil musste sich innerhalb des Lochseitenkalkes ausgleichen, was seine Knetstructur erzeugte. An der Unterfläche des Verrucano dienten die vorhandenen Schichtfugen der Ueberfaltung und Ueberschiebung, an der Unterfläche des Lochseitenkalkes und im anschliessenden Eocän standen sie derselben entgegen; desshalb dort noch mehr Verebnung der Fugen, hier zackige Verknetung.

Im Besonderen beobachteten wir in den reducirten verkehrten Mittelschenkeln der Glarner Doppelfalte folgende Erscheinungen:

Vollständigere verkehrte Schichtfolgen sind im Gebiete der Nordfalte von localer Ausdehnung, im Gebiete der Südfalte in weiterer Verbreitung.

Bedeutende Reduction sämmtlicher im Mittelschenkel auftretender Gebilde in ihrer Mächtigkeit auf $\frac{1}{10}$, $\frac{1}{50}$ oder sogar weniger als $\frac{1}{100}$ des ursprünglichen, zugleich mit starker Linearstreckung, Clivage parallel der Schichtung, gestreckten Petrefacten und oft ausgezeichneter Knetstructur.

Im Mittelschenkel sind in verkehrter Schichtfolge beobachtet:

Oberste Verrucanoschichten durch Dolomitconcretionen ausgezeichnet (Westseite des Kärpfgebietes, *Panixergebiet*, *Alp Ruschein*, *Alp Robi* etc.).

Röthidolomit (Westseite des Kärpfgebietes bis *Kalkstöckli*, *Ruchen-Flöstock*, Gebiet des *Kisten-* und *Panixerpasses*, *Flimserstein*, *Ringelspitze*, *Graue Hörner*).

Quartenschiefer (intensiv rothe Mergelschiefer), (*Bützistöckli*, spurweise im Gebiet von *Panix* und am *Flimserstein*).

Liasschiefer und Liasquarzitsandstein (*Bützistöckli*, *Panixerseeli*, *Piz Dartgias*, an mehreren anderen Stellen wahrscheinlich, aber wegen hochgradiger Umformung nicht ganz sicher erkenntlich).

Schwarze glimmerige Thonschiefer der Zone des *Am. opalinus* (*Bützistöckli*, *Panixerseeli*, Rückseite der *Ringelspitze*, spurweise auch in *Alp Ranasca*).

Dogger, Eisensandstein des *Am. Murchisonae* (*Bützistöckli*, einige Fetzen auf *Tschep* und *Crap Matts* am *Ringelspitzrücken*, *Flimserstein*, *Alp Nagiens* und *Ranasca*).

Dogger, Echinodermenbreccie (*Bützistöckli*, *Panixerpassseeli*, dann in grosser Ausdehnung mit *Ostræa Marshi* und *Belemniten*, am *Vorab* von der Nordstirn desselben bis nach *Ranasca* und über *Ruschein*, *Nagiens*, ferner *Flimsersteindecke*, *Tschep*, *Crap Matts*, *Muliens* N O ob *Trins*, oft mit *Ammoniten*, *Pentakriniten*, *Belemniten* und *Ostræa Marshi*).

Dogger, Eisenoolith (mit *Ammoniten* und *Belemniten* am *Bützistöckli*, am *Panixerpassseeli*, ebenso in *Ranasca*, spurweise am *Flimserstein*, deutlich bei *Muliens* am *Ringelspitzrücken*).

Schiltkalk, Argovien (am *Bützistöckli* mit ausgezeichneter Streckung, am *Panixerpassseeli*, auf *Ranasca*, am *Tschep* und *Crap Matts* am *Ringelspitzrücken*, oft zugleich mit elliptisch verzogenen *Ammoniten*, *Spongien*, Bruchstücken von *Brachyopoden*, gestreckten *Belemniten* am *Tschep* und in *Ranasca*).

Malmkalk — Lochseitenkalk fast überall, constantestes Glied des Mittelschenkels, niemals fehlend, wenn nicht Alles fehlt. Enthält *Belemniten* am *Saasberg*, in *Ranasca* und *Ruschein*, *Ammoniten* am *Rinkenkopf* und *Vorab*. Petrefacten sind nur da zu sehen, wo die Deformation nicht zu weit gegangen ist, sondern die Mächtigkeit, die ursprünglich 400—600 m. betrug, nicht unter 100 m. ausgewalzt ist.

Kreide kommt im umgekehrten Mittelschenkel nur nahe der Muldenumbiegung der Südfalte in einigen Fetzen vor (*Segnes*, *Crap Matts* und *Tschep*), weiter draussen im Mittelschenkel setzt sie rasch aus. Nördlich der *Grauen Hörner* (Profil 15) hat *Escher* eine Gesteinslage unter dem *Verrucano* gefunden, die er damals für Kreide gehalten hat.

Der Mittelschenkel der Südfalte ist im Allgemeinen desshalb vollständiger als derjenige der Nordfalte, weil wir ihn in seinen der Muldenumbiegung nahen Theilen beobachten können, was der höheren Lage der letzteren zu verdanken ist. Nur in den äussersten Theilen am *Ringelspitz* und *Sardona* steigt seine Auswalzung und Zerreissung auf den Grad, der bei der Nordfalte die Regel ist. Die Theile der Nordfalte mit entsprechend vollkommener

Ausbildung des Mittelschenkels liegen unabgedeckt in der Tiefe etwa unter dem Mürtschenstock und Südufer des Walensee auf oder unter Meerniveau.

Die weiteren mechanischen Erscheinungen der Mittelschenkel der Glarner Doppelfalte sind die folgenden:

Allmäliger Uebergang des mächtigen Hochgebirgskalkes mit mehr und mehr ausgezogenen Schichten in den Lochseitenkalk am *Ringelspitzrücken*, *Flimserstein*; ebenso allmäliges Ausziehen und Verdünnen der Schichten im Verrucano von *Alp Ruschein* und unter *Alp Robi*.

Ausbildung von Rutschflächen mit Rutschstreifen in der Fallrichtung. (An zahllosen Stellen.) Die Rutschflächen liegen am häufigsten an der Untergrenze des Verrucano, können aber auch in den Verrucano oder den Lochseitenkalk hineingreifen. Sie können auf grosse Strecken eben und einfach auftreten oder auch mehrfach in Büscheln oder Schaaren vorkommen. Ebene Rutschflächen sind nur im oberen Theil des Mittelschenkels die Regel. An der Grenze gegen das Eocän kommen sie nur dann vor, wenn dieses direct an den Verrucano stösst.

Krause Fältelungen und Zermalmung der unteren Verrucanomassen oder ausgedehnte Linearstreckung der Verrucanomassen in der Fallrichtung, dabei zudem häufig streichende kurze Zerreißungsklüfte mit Secretionen (an zahlreichen Stellen), schiefrig gequetschte Melaphyre (*Panixerpass*).

Umwandlung des normal ausgebildeten, dichten, homogenen, massigen, schwarzen Malmkalkes im Verhältniss zur Abnahme seiner Mächtigkeit in allen Zwischenformen durch salinischen, hellgrauen, marmorisirten, linear-gestreckten, dünnschiefrigen Kalkstein bis zum Lochseitenkalk mit seiner sehnigwelligen, verworrenen Knetstructur oder seinem einer Fluidalstructur ähnlichen Clivage, oder zu innerlich zerriebenem, zertrümmertem, weissem Kalkstein oder weissem Marmor. Es besteht vielfach die Möglichkeit, die Auswalzung und damit zusammengehende Umformung des Malmkalkes in Lochseitenkalk und Marmor direct Schritt für Schritt zu verfolgen (Taf. II, Fig. 2). (Fast überall).

Schiltkalk ausgezeichnet gestreckt, die Schwämme, Belemniten, Ammoniten desselben zerrissen oder in lange Streifen gezogen, die gelben und grauen Flecken zu dünnen, stengligen Gebilden, an Holzstäbe erinnernd, in der Clivageebene liegend, ausgezogen. Die Streckrichtung ist annähernd die Fallrichtung (= Ueberschiebungsrichtung), die Clivagefläche annähernd oder ganz parallel der Schicht oder der Ueberschiebungsebene (*Bützistöckli*, *Tschep*, *Ranasca*, *Panixerseeli*).

Eisenkörner des Eisenoolithes zu flachen Linsen gequetscht z. Th. in Magneteisen und Eisensilicate umgewandelt, der zwischenliegende Kalk marmorisirt, die Oolithlinsen annähernd in der Ueberschiebungsrichtung elliptisch in die Länge gezogen (*Bützistöckli*, *Ranasca* etc.).

Echinodermen- (Pentakriniten-) Breccie des Dogger dünnstief geworden (*Bützistöckli*).

Röthidolomit, umgewandelt in schiefrigen, gelblichweissen Dolomitmarmor (*Tschep*, *Ringelspitz*, zum Theil *Graue Hörner*, *Flimserstein* etc.) oder in gelblichen Dolomit mit lochseitenkalkartiger Knetstructur (*Kalkstöckli*) — nicht häufig. An vielen Stellen im Mittelschenkel (*Steinstoss*, *Bützistöckli* etc.) hat der zähe, feste Röthidolomit fast unverändert widerstanden.

Grosser, fast beständiger Wechsel des Lochseitenkalkes in seiner Mächtigkeit von 0 bis zu 1, 2, 3 oder 4 m. (gewöhnlich) oder bis zu 100 (*Mannen*), seltener 200 m. (*Saasberg*) oder bis zu 400 und 600 m. (*Vorab*) durch scharfe plötzliche Unregelmässigkeiten in der unteren Fläche, bei fast ebener Begrenzung nach oben.

Stellenweise völliges Aussetzen (Zerreissen) des Lochseitenkalkes und in diesem Falle scharfe, ebene Rutschfläche zwischen Verrucano und Eocän (*Ringelspitz*, *Piz Segnes*, Taf. IV, Fig. 8, nördlich *Engi* etc.).

Lochseitenkalkfetzen oder auch Fetzen anderer Gesteine des Mittelschenkels (Röthidolomit am *Bützistöckli*) auf der einen Seite plötzlich quer abgebrochen und von dem Zusammenhang mit dem anderen Abrisstheil weggeschleppt (Südseite der *Tschingelspitzen*).

Keile von Eocän hineingestochen in den Lochseitenkalk, sogar denselben durchstechend (*Kalkstöckli*, *Ruchen-Foostöckli*, *Sardona* und zahlreiche andere Stellen).

Gänzlich verknetete Grenzfläche von Lochseitenkalk und Eocän (sehr gewöhnlich, z. B. *Lochseite* bei Schwanden).

Höchste Stauchung (Clivage, Fältelung, Verquälung und Verknetung etc.) der eocänen Gesteine am Contact mit dem Mittelschenkel (meistens).

Keile und abgeschürfte oder auch stumpf abgerissene Fetzen von Lochseitenkalk eingeschleppt und eingewickelt in Eocänmassen (*Wildmaad*, *Martinsloch* etc.).

Ballen- und rübelnartige Anordnung und Zertheilung der Lochseitenkalkmassen, hie und da mit Rotationsstreifen, mehr oder weniger deutlich an sehr zahlreichen Stellen, sehr schön, z. B. *Footstöckli*.

Abschürfen der eocänen Gewölbeumbiegungen und Ausbildung von Knetbreccien aus Eocän und Lochseitenkalk am Contacte (an vielen Stellen).

Mehrfache Wiederholung verkehrter, stark reducirter Schichtcomplexe durch local gehäuftes Uebereinanderschleppen verschiedener Schichtenpakete oder Schichtfetzen des Mittelschenkels (*Bützistöckli*), ausnahmsweise unter Einbezug einzelner abgerissener und verschleppter Eocänfetzen (Nummulitenfetzen im Malm des *Saasberges* ob Linthal, *Flimsersteingipfel* etc.).

Anschürfung muldenförmiger Falten an der Unterseite des Mittelschenkels und Einklemmen derselben concordant im Eocänen (*Panixerseeli-Setherfurka*, *Piz Dartgias*).

Wiederholung abwechselnd verkehrter und normal geordneter, stark reducirter Schichtencomplexe im Mittelschenkel durch Abschürfung muldenförmiger enger Falten an der Unterseite des Mittelschenkels und nachheriges Flachschleppen dieser Mulden bis zum Anschmiegen an die Ueberschiebungsfläche (*Bützistöckli* theilweise).

Man gehe nur, wie *Escher* und ich ungezählte Male gethan haben, sorgfältig diesen mechanischen Contacten nach und öffne die Augen! Es ist Alles so auffällig, so in die Augen springend! Wie kann man angesichts solcher Dinge noch die ungeheure mechanische Umwälzung leugnen?! Wie kann man noch behaupten, es handle sich um eine gewöhnliche ununterbrochene Auflagerung des vorpermischen Lochseitenkalkes über älteren

Schiefern und um normale Auflagerung des Verrucano (*Vacek*)? Und wie kann man diese gewaltigen, über 1000 km² an schwebender Fläche verfolgten Erscheinungen einfach als „etwas Schleppung an einer Verwerfungsspalte“ (*Rothpletz*) abthun wollen?

Ich halte die in 79, Bd. I ab Seite 218 gegebene Theorie der Glarner Doppelfalte, als durch weitere Specialuntersuchungen stets neu gestützt, heute mit gestärkter Ueberzeugung fest, und ich glaube behaupten zu dürfen, dass diese Ueberzeugung nicht in einer vorgefassten Idee ihre Wurzel hat, sondern aus unbefangener eingehender und gereifter Naturbeobachtung herausgewachsen ist.

Dasjenige Gebiet, in welchem die Glarner Doppelfalte noch jetzt am wenigsten detaillirt untersucht ist, betrifft den tiefsten Theil des Eocän der Nordfalte von *Sool* bei *Schwanden* über *Ennenda* und *Ennetbühl* bei *Glarus*. Die Beobachtung ist hier durch Schuttbildungen sehr gehindert. Die auf der geologischen Karte der Schweiz, Blatt IX, nicht eingetragenen, zuerst von Herrn Kaufmann *Chr. Iselin* in *Glarus* gefundenen Nummulitenkalke unter dem *Schilt* bei *Ennetbühl* (östlich von *Glarus*) und diejenigen am *Stöckli* unter den *Rabenlöchern* westlich ob *Glarus* deuten an, dass der ganze, mit massenhaften Moränen, Bergsturzresten und Schuttkegeln verkleidete Thalgrund von *Glarus* noch im eocänen Muldenkerne liegt, während der Verrucano darüber hier rasch an Mächtigkeit abnimmt oder gar verschwindet.

D. Vertheidigung der Glarner Doppelfalte gegen die erfolgten Angriffe.

Selbstverständlich handelt es sich hier bloss darum, die seit der Publication meines „Mechanismus etc.“ aufgetauchten Einwürfe zu beleuchten. Dieselben haben sich bisher vor allen geltend gemacht in den Controversen mit Herrn *M. Vacek* (*Wien*), dann sind weiter zu erwähnen einige kleinere Arbeiten der Herren *Pfaff* und *Rothpletz*.

I. Gegen die Annahmen des Herrn M. Vacek.

Die Controverse mit Herrn *Vacek* hat bisher folgende Publicationen erzeugt:

M. Vacek. „Ueber Vorarlberger Kreide, eine Localstudie“, Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1879, Heft IV, pag. 726 etc.

Vollständig vom Zaune gerissen treffen wir hier auf 9 Seiten auf eine Polemik gegen die Glarner Doppelfalte, welche mit einer fertigen Theorie des schwierigen Gebietes abschliesst, bevor der Verfasser jemals die betreffende Gegend gesehen hatte! *Vacek* meint, Schiefer, Lochseitenkalk und Verrucano seien eine normale Schichtreihe, die Schiefer in der Hauptmasse ganz alt, und die Nummulitenkalke, Fischschiefer etc. nur äusserlich an ältere Schiefer angelagerte eocäne Fetzen, die in eocänen Fiorden im Schoosse eines älteren Gebirges sich abgesetzt hätten, und die Ueberschiebung oder Ueberfaltung existire nicht. Ausgangspunkt seiner Auffassung war die verkehrte Meinung, es könnte in dieser Region der Alpen keine nach Süd überliegenden Falten geben.

A. Heim. Ueber die Glarner Doppelfalte (briefliche Mittheilung an Hrn. Prof. *Ed. Suess* vom 12. Mai 1880), Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1880, Nr. 10, pag. 155—159. In dieser Publication sind die Widersprüche der *Vacek*'schen Anschauung angedeutet und Herr *Vacek* zu einer Excursion in das fragliche Gebiet eingeladen.

M. Vacek. Erwiderung auf die Mittheilung des Herrn Prof. *A. Heim*, Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1880, Nr. 11, pag. 189.

M. Vacek. Ueber die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte, Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1881, Nr. 3, pag. 43—51.

A. Heim. Ueber die Glarner Doppelfalte, Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1881, Nr. 3, pag. 1—6.

A. Heim. Die Glarner Doppelfalte, Vierteljahrsschrift der zürch. naturf. Gesellschaft 1882.

Diese letzte Publication enthält das Protokoll einer Excursion in das Gebiet, welche unter meiner Leitung den 9. und 10. September 1882 ausgeführt worden war von 16 Mitgliedern der schweiz. geolog. Gesellschaft, unter welchen sich folgende Fachgeologen befanden: Prof. *Ch. Lory* (Gre-

noble), Dr. *Edm. v. Fellenberg* (Bern), Prof. *Gilliéron* (Basel), Prof. Dr. *Jaccard* (Neuchâtel), Prof. Dr. *Mühlberg* (Aarau), Prof. *Renevier* (Lausanne), Dr. *A. Rothpletz* (München), Prof. *Vilanova* (Madrid). Alle haben die Existenz einer gewaltigen Ueberlagerung einstimmig anerkannt.

M. Vacek. Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1884, 34. Bd., II. Heft, S. 234—262, mit einer Profiltafel. Dies ist diejenige Publication *Vacek*'s, welche allein ich in der Folge näher zu betrachten habe und auf welche sich die späteren Seitencitate beziehen.

Hier kommt *Vacek* endlich meiner Aufforderung nach, Profile zu geben, damit man etwas Greifbareres über seine Auffassung, als bloss die Worte, vor sich habe, die oft ja, selbst beim besten Willen, missverstanden werden können.

A. Heim. Zur Frage der „Glarner Doppelfalte“, Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1885, Nr. 3, pag. 80. Diese kurze Publication tritt nicht auf die Sache selbst ein, sondern bittet nur, vorläufig nicht zu denken, die Glarner Doppelfalte sei durch Herrn *Vacek* als Irrthum erwiesen, und verweist auf den endlich hier vorliegenden „Beitrag zur geol. Karte der Schweiz“. Freilich wurde derselbe dort auf 1885 in Aussicht gestellt. Die Karte und die Profile waren 1885 vollendet und gedruckt, die Karte publicirt. Der Text aber musste leider noch lange warten. Die Gründe zu dieser Verspätung lagen ausserhalb der Sache in Schicksalsschlägen, welche mich und meine Familie getroffen hatten, und in dem dadurch bedingten Uebermass anderweitiger Arbeit, endlich in eigener Krankheit.

Herr *M. Vacek* und *ich* dürfen einander den Wunsch und das Bestreben zutrauen, nur das sachliche Interesse im Auge zu behalten, ganz abgesehen von persönlichem Gefühle. Es liegt uns nur daran, die Wahrheit festzustellen. Allein wenn ich ganz im Dienst nur der Sache selbst z. B. eine gegen meine Auffassung geschleuderte falsche Behauptung zurückweisen muss, weil sie auf einer durchaus oberflächlichen und dadurch irrthümlichen Beobachtung beruhte — was kann ich dafür, wenn dies ein Streiflicht auf den wissenschaftlichen Charakter wirft, den ich selbst lieber gar nicht berühren wollte, und mit dem ich mich als solchem lieber nicht zu beschäftigen wünsche?! Es kommt schliesslich ein Punkt, wo für den Dritten auch zur Beurtheilung

der Sache selbst der wissenschaftliche persönliche Charakter der „Parteien“ in Betracht fällt, und diejenigen Thatsachen nicht mehr verschwiegen werden dürfen, welche hierin Licht verbreiten¹⁾. Soll man schliesslich, nachdem die längste Zeit vergeblich eine vernünftige Verständigung versucht worden ist, eine freche Erfindung, die den Thatsachen mit der Faust in's Gesicht schlägt, noch eine „nach meiner Ueberzeugung nicht zutreffende Annahme“ nennen? Auch hier kommt eine Grenze, wo die Sprache ungehemmt der Wahrheit zu dienen die Pflicht hat, und sich derjenigen Bezeichnungen nicht mehr zu erwehren vermag, die die Sache treffen.

Vor Allem hebe ich hervor, dass ich sämmtliches bisher auf die Angriffe des Herrn Vacek Erwiderte auch heute in

¹⁾ Herr Vacek selbst ist übrigens trotz seinen gegentheiligen Behauptungen in diesen Dingen nicht so ängstlich wie ich. Woher kämen sonst an einem dafür ganz unpassenden Orte (Vacek, „Fauna der Oolithe von Cap St. Vigilio“) die Bezeichnungen „glänzende Sprösslinge des gelehrten Witzes“, „Milchschwester der Glarner Doppelfaltentheorie“ etc. etc., mit denen er die Resultate von Baltzer und mir über den alpinen Gebirgsbau neuerdings (1886) bedacht hat. 1884 sagt er von der Excursion der schweiz. geolog. Gesellschaft vom Sept. 1882: „Dieses echte Kind moderner Forschungsweise enthält keine neuen Daten und zeigt nur, in wie überraschend kurzer Zeit man sich ein vollwichtiges Urtheil über die Lagerungsverhältnisse im Glarnerischen aneignen kann“ — vergisst aber dabei, dass er selbst sein fertiges Urtheil sich gebildet hatte, bevor er jemals die Gegend gesehen hatte! Am 2. October 1880 standen Vacek und ich im obersten Kessel der Wichlenalp. Da begab sich wörtlich (von mir sofort nachher notirt, Zeuge: Führer Fridolin Maduz von Matt) folgende Discussion:

Vacek: „Aber nun sehen Sie, dass die eocänen Gesteine alle zurückgeblieben sind und dort oben nur die älteren Phyllite bis an den Lochseitenkalk hinaufgehen.“

Heim: „Warten Sie, in einer halben Stunde können wir dort oben südlich am Grat des Richetlipasses sein, wo Sie wiederum Taveyanazsandstein zwischen den Schieferen eingelagert finden werden.“

Vacek (hastig): „Aber ich bitt' Sie! ich bitt' Sie! Professor! — Das ist ja Mangel an Wahrheitsliebe!!“

Heim: „Das lass ich mir kein zweites Mal sagen!“ Am 3. October 1880 vor unserer Verabschiedung im Bahnhof Linththal habe ich Herrn Vacek in freundschaftlicher Weise ernst und ruhig ersucht, das Wort, das mich gekränkt habe, zurückzunehmen, damit unser collegialisches Verhältniss nicht getrübt werde. Allein, ich erhielt nur zur Antwort: „Das ist ja gar nichts, da sollten Sie hören, wie wir in Wien manchmal discutiren, da geht's noch ganz anders!“ Ich brachte trotz wiederholten Versuches, ruhig einzudringen, kein einfaches klares Zurücknehmen der Anschuldigung zu Stande. Schliesslich musste ich mich mit der hierdurch zugleich von Herrn Vacek gegebenen Lehre trösten, dass eben seinen Worten weniger Gewicht beizulegen sei, als ich erst angenommen hatte.

vollstem Umfange aufrecht erhalte. Ich constatiere zugleich, dass Herr *M. Vacek* in seiner letzten bezüglichen Arbeit zwar Vieles geschrieben hat, aber nirgends auf eine systematische Widerlegung der von mir 1881 unter 10 Nummern klar und bestimmt präcisirten Gründe gegen seine Auffassung eingetreten ist. Er streift sie bloss hie und da mit einigen leichten Bemerkungen. Sie bestehen noch heute zu Rechte, und sie werden zu Rechte bestehen bleiben. Auch schriftlich ist eine richtige Discussion mit Herrn *Vacek* nicht möglich, er redet ganz wie mündlich seinerseits fort, die Worte seines Gegners nur selten und nur oberflächlich beachtend, und ganz nur sich selbst immer wieder neu zu seiner vorgefassten Meinung überredend — ein Opfer seiner Autosuggestion.

Zuerst Einiges zum Text von *Vacek's* „Beiträge zur Kenntniss der Glarneralpen“, dann zu seinen Profilen.

a) Zum Text von *Vacek's* „Beiträge zur Kenntniss der Glarneralpen“.

Man beobachtet oft Discordanzen zwischen zwei Schichtencomplexen. Die Mehrzahl derselben im Gebiete der Glarner Doppelfalte habe ich gedeutet als nicht ursprünglich, sondern erst nachträglich durch gleichzeitige, aber ungleichartige Dislocation der beiden Schichtencomplexe erzeugt (eocäne Schiefer steil aufgerichtet unter dem Verrucano etc.). *Vacek* behauptet nun allgemein, pag. 236 (4): „Die Erklärung dieser Thatsache kann man sich „aber ebenso gut wie durch nachträgliche Dislocation auch durch ursprüngliche Anlagerung der transgredirenden Sedimente an bereits vorhandene „steile Flächen denken.“ Ferner gibt *Vacek* einige bekannte richtige Anzeichen dieser Discordanz in Folge ungleichzeitiger Dislocation mit zwischenliegendem Unterbruch im Absatz (Fehlen zwischenalterlicher Schichtcomplexe, Eindringen der jüngeren Bildung in Erosionsunebenheiten der älteren, klastische Bildungen am Grunde der jüngeren etc.). Gewiss wird jeder Geologe hierher treffende Beispiele aus seiner eigenen Anschauung nennen können. Aber es gilt nicht, jede Discordanz in Folge solcher Beispiele nun so zu deuten, im Gegentheil ist es vor Allem nothwendig, zu unterscheiden. Merkmale einer nachträglich durch gleichzeitige, aber ungleichartige Dis-

location zweier ursprünglich vielleicht concordanter Schicht-complexe erzeugten Discordanz sind:

Ausgeprägte Rutschflächen und Rutschstreifen an der Contactfläche, auffallende Zerknitterung nicht nur der älteren, sondern auch der jüngeren Bildung dem Contacte entlang, Reibungsbreccien, Knetbreccien, leicht von gewöhnlicher Conglomerat- oder Breccienbildung durch Verwitterung zu unterscheiden, mechanische Structurveränderungen verschiedener Art; nicht nur das jüngere Gestein in Vertiefungen des älteren, sondern auch das ältere in das jüngere hinein sich keilend; nicht nur das ältere Gestein stärker dislocirt als das jüngere, sondern oft auch umgekehrt; nicht nur das jüngere scheinbar angelagert (im geometrischen Sinne) an das ältere, sondern zugleich auch umgekehrt.

Wer Augen hat, zu sehen, der sieht im Gebiet der Glarner Doppelfalte die prachtvollen Rutschstreifen etc. an der Unterfläche des Verrucano, die Rutschflächen zwischen Lochseitenkalk und unterliegenden Schiefern, die Structurveränderung der letzteren bei Annäherung an den Lochseitenkalk, das keilförmige Eindringen derselben in den Lochseitenkalk hinauf, der sieht überhaupt auf den ersten Blick an tausend Stellen, dass nie und nimmer die Grenzfläche zwischen Lochseitenkalk und dessen directer Schieferunterlage einer Schichtfuge zwischen zeitlich direct aufeinander abgesetzten Sedimenten entspricht, sondern eine Erscheinung ganz anderer Art ist — eine Discordanz durch nachträgliche intensive Dislocation entstanden. Die Zumuthung *Vacek's* an uns, dass wir die beiden verschiedenen Gruppen von Discordanzarten nicht unterscheiden könnten, und bloss aus „moderner Mode“ in den vorliegenden Fällen zu unserer Deutung gelangt wären, ist wahrlich naiv. Und nicht minder naiv ist die Zumuthung, die ausgezeichneten Erscheinungen des mechanischen Discordanz-Contactes, die hier überall den Lochseitenkalk begleiten, zu übersehen und zu ignoriren, wie er es thut.

1861 habe ich (Verh. d. k. k. Reichsanstalt Nr. 3) unter Nr. 1 meiner Einwände gesagt:

Herr *Vacek* hat stets noch nicht den geringsten Beweis für das angeblich viel höhere Alter eines Theiles der Schiefer unter dem Verrucano im Sernfthal, Weisstannenthal, Calfeuserthal oder Linththal beigebracht.

Nun ist Alles, was er daraufhin zu antworten weiss (Seite 237 [5]), „Immerhin ist diese Scheidung aber gut durchführbar und mit dem nöthigen „Aufwand an Zeit und Mühe auch die in ihrer jetzigen Form unrichtige „kartographische Darstellung der Verbreitung des Eocänen leicht richtig zu „stellen. Speciell lassen sich die schon erwähnten alten Kalkphyllite in der „Basis des Lochseitenkalkes sehr gut von den eocänen Thonschiefern unter- „scheiden, selbst in dem Falle, dass letztere „wild“ werden, d. h. den „höchsten Grad der Verdrückung, dessen sie überhaupt fähig sind, zeigen.“ Dann vergleicht er einen regelmässiger gefalteten glatten Thonschiefer vom Typus der Fischschiefer mit einem kalkigen, wirr gefalteten Thonschiefer vom ächten Typus der Nummulitenschiefer, und zwar an Hand von zwei meiner Abbildungen, die beide ganz andere Dinge darstellen (79, Taf. XIV, Fig. 17 und 18), und fährt dann fort: „Es ist also auch in der Structur und Masse „der Lamellen ein gewaltiger Unterschied, der selbst dem Ungeübtesten klar „werden muss!“

Das soll ein Beweis sein! In einem enormen Complex eocäner Gesteine, der an Stellen ganz normaler Lagerung über 1000 m. Mächtigkeit hat, gibt es viele Gesteinsabänderungen. Es kommen vor Arkosen, Sandsteine, Thonschiefer, Kalkschiefer, Kalksteine, Quarzite und eine Menge von Zwischengliedern. Die kalkigen Thonschiefer herrschen bei Weitem vor. Nun greift *Vacek* diejenige Abänderung der Schiefer heraus, die er zufällig an mehreren Orten nahe am Contact mit dem Lochseitenkalk gesehen hat, und die zugleich eine dieser Contactnähe entsprechende wirre Stauungsfältelung zeigt; dies Ding tauft er nun „Kalkphyllit“ und behauptet, das seien nun die älteren Gesteine, das Uebrige sei Lias und eocän und bloss angelagert, und sagt, der Unterschied müsste „selbst dem Ungeübten klar werden!“ Gewiss wird jeder Ungeübte die von *Vacek* willkürlich herausgegriffene Abänderung der Eocänschiefer z. B. von den feinen glänzenden Thonschiefern, die bei *Engi* gebrochen werden, unterscheiden können. Es wird auch der Ungeübte z. B.

finden, dass concordant zwischen den beiden in *Engi* im Landesplattenberg und am *Schwarzkopf* ausgebeuteten berühmten eocänen Fischschieferlagern auch ein circa 30 m. starkes Lager dieser „Kalkphyllite“ (*Vacek*) in Begleitung einer Quarzitbank eingelagert ist. Aber dass nun diese „auch vom Ungeübten gut unterscheidbare“ Varietät der Schiefer älter sei, das ist nichts als ein faules Hirngespinnste im Dienste einer Narrheit, für welches auch nicht ein Schein eines Beweises beigebracht wird — jetzt so wenig wie jemals früher! Auch der eigene Name kann uns darüber nicht hinwegtäuschen. Und die Wahrheit, die darin liegt, dass diese Schiefervarietät mit dieser Art der wirren Fältelung gerade so oben dicht unter dem Lochseitenkalk, häufiger als weiter unten zwischen den Nummulitenbänken gefunden wird, ist eben darin begründet, dass diese Art der Fältelung eine mechanische Folge von der Nähe an der Ueberlagerung ist. Aber auch Fischschiefer, auch Helminthoidenschiefer, auch Nummulitenkalke, auch Taveyanazsandsteine gehen an den Contact unter den Lochseitenkalk hinauf, und jene „Kalkphyllite“ liegen auch im Thalgrunde unten zwischen den an eocänen Petrefacten reichen Lagern und sind eine durchaus typische Abänderung eocäner Schiefer, wie sie so oft an Stellen klarer, zweifelloser Lagerung im Eocänen zwischen den Nummulitenkalken, oder selbst Nummuliten enthaltend, vorkommen. Ein sicheres paläozoisches Petrefact ist die unerfüllbare Bedingung für *Vacek's* Anschauung. Gewiss hat er darnach lange vergeblich gesucht!

Seite 239 (7) weist *Vacek* darauf hin, dass der Lochseitenkalk an manchen Stellen zwischen dem Eocän der Thaltiefen und dem Verrucano fehle. Auf den hier beiliegenden Profilen der Tafel II, sowie auf der Karte Bl. XIV in 1:100,000, sieht man auch manche Stellen, wo der Lochseitenkalk fehlt. Die von *Vacek* gerügte diesbezügliche Schematisirung in der kleinen früheren Karte war bloss durch den zu kleinen Massstab bedingt. Ich kenne viele Punkte, wo über den zerknitterten Eocänschiefern eine wie mit einem schartigen Hobel hergestellte, im Ganzen ebene Fläche folgt, auf welcher dann der Verrucano aufliegt, an seiner Unterseite ebenso glatt, mit Streifen in der Fallrichtung versehen. *Vacek* meint, das Fehlen des Lochseitenkalkes hier in den tieferen Theilen spreche gegen die Doppelfalte! Im

Gegentheil! Ich habe schon in 79, Bd. I, S. 226 darauf hingewiesen, dass im Allgemeinen mit der Breite der Ueberfaltung der Lochseitenkalk schwächer wird, weil stärker ausgewalzt. In den Umgebungen von *Engi* und *Weisstannen* ist die Ueberfaltung am breitesten und hier in den nördlicheren tieferen Theilen hat das Auswalzen des Mittelschenkels am anhaltendsten gewirkt. Hier wurde er desshalb am stärksten reducirt, hier ist er am ehesten gänzlich zerrissen und es ist dann die Bewegung der Ueberfaltung in eine reine Ueberschiebung übergegangen. An manchen anderen Stellen ist übrigens der Lochseitenkalk wegen oberflächlicher Schuttbedeckung nicht zu sehen.

Ich hatte als Nr. 3 meiner Einwürfe 1881 gesagt: Es ist, *Vacek's* Anschauung vorausgesetzt, geradezu unbegreiflich, warum die Eocäugebilde nirgends, auch wo der Verrucano tief hinabsteigt, an oder auf dem Verrucano, nirgends an den daraufliegenden Röthidolomit, nirgends an die Secundärformationen transgredirend angelagert sind, sondern sich stets genau unter der schiefen Ebene halten, in welche die untere Grenze des Verrucano fällt. *Vacek* benutzt nun das stellenweise Fehlen des Lochseitenkalkes gegen diesen Einwand und deutet dasselbe dahin, dass das angelagerte Eocän den Lochseitenkalk hier verhülle und auf den Verrucano hinaufgreife. Er behauptet einfach: „die Lagerung des Eocänen zeigt sich von der unteren Grenze des Verrucano durchaus unabhängig“; allein er kann keine Stelle anführen, wo er Eocän wirklich messbar höher getroffen hätte, als an gleichem Orte die Untergrenze des Verrucano liegt. Er zeichnet eine Fig. 5 auf seiner Tafel, die seine theoretische Vorstellung versinnlicht, die aber blosses Phantasiegebilde ist, und er ruft aus (Seite 240 [8]): „Wer sich von der Anlagerung des Eocänen an den Verrucano überzeugen will, der steige z. B. im Graben des *Lauelibaches* bei *Engi* aufwärts . . . etc.“ Ich kenne diese Localitäten. Wer aber dort das sehen wollte, was *Vacek* behauptet, der müsste sich vorher in diesem Sinne hypnotisiren lassen! Die Sprache fehlt mir völlig, mit einer solchen Beobachtung zu rechten. Worte können da zur Verständigung nichts mehr beitragen, wo dasjenige schwarz genannt wird, was der Andere weiss sieht. Da muss Jeder selbst hingehen und sehen, um die ganze Hohlheit der *Vacek'schen* Behauptungen staunend

zu erfahren. Mein obiger Einwand Nr. 3 bleibt voll und ganz unwiderlegt bestehen.

Ich hatte als Nr. 4 *Vacek* entgegengehalten: Wenn die eocänen Petrefacten führenden Gesteine sich in eocänen, von Verrucanobergen umfassten Fjorden gebildet haben, warum finden wir nirgends echte eocäne Uferfacies, keine eocän eingeschlossenen groben Schutt- und Conglomeratbildungen, höchstens Sandsteine? Warum fehlen dann die Sernifite und ebenso der Lochseitenkalk selbst noch in den benachbarten miocänen Conglomeraten und kommen erst in den Quartärbildungen vor? Liegt nicht vielmehr hierin der Beweis, dass Verrucano und deshalb noch viel mehr der supponirte „ältere Schiefer“ *Vacek's* zu eocäner Zeit noch unentblösst lagen?

Vacek antwortet mit dem Hinweis auf Flyschsandsteine und einige Flyschconglomerate sowie einige Granitblöcke vom Habkerntypus, die im Flysch gefunden worden sind. Allein diese Trümmer im Flysch, alle, soweit sie nach ihrem Ursprung feststellbar sind, stammen von Bergmassen, die gar nicht zu dem die vermeintlichen eocänen Fjorde umrahmenden Gebirge des Gebietes gezählt werden können. Sie weisen vielmehr weit weg und zeigen, dass damals die Lage der alpinen Wasserscheiden eine ganz andere war. Manche Flyschgerölle und Flyscherratica stammen vom jetzigen Südabhang der Alpen ebenso wie viele Gerölle der Miocännagelfuh. Die Zerkleinerung des Materiales der Flyschsandsteine ist eine weit vorgeschrittene, die Schlemmung eine ziemlich gleichförmige, so dass man sofort erkennt: die Berge, von deren Abwitterung der Flysch sein klastisches Material bezogen hat, lagen weit weg im Hintergrunde langer, vermuthlich von Süden und Südosten kommender Ströme, die hier in's Eocänmeer mündeten.

Herr *Vacek* unterschreibt mir (S. 240) die Behauptung, die Alpen hätten sich erst in der nacheocänen Zeit gehoben. Dieser Ansicht bin ich niemals gewesen. Taf. XVI, Fig. 9, von 79, zeigt noch deutlicher als der Text, dass ich mir eine vorcarbonische und carbonische Faltung und eine darauf folgende Abwitterung vor Ablagerung der Triasgebilde oder jedenfalls der Juragebilde denke — ganz in Uebereinstimmung auch mit *Baltzer*. Wenn ich aus den mir näher bekannten Centralalpen keine eigentlich faltenden Bewegungen,

sondern bloß sanfte Niveauschwankungen kenne von der Trias bis nach Eocän, so will ich damit nicht gesagt haben, dass nicht vielleicht in anderen Alpenregionen die stärkere Faltung schon in der Jura- oder Kreidezeit eingetreten sei. Ich war längstens überzeugt (vergl. z. B. 79, Bd. II, S. 233), dass die südlichsten Ketten der Alpen viel älter seien, als die nördlicheren, und dass also z. B. die Stauung des Finsteraarmassives und der Glarner Doppelfalte jünger sind, als die erste Aufrichtung der Gneisse des südlichen Tessin. Die wunderschönen Untersuchungen meines Freundes Dr. *Früh* über den Ursprung der Miocänconglomerate bestätigen dies vollständig, indem sie noch zur älteren Miocänzeit die Hauptwasserscheide der Alpen südlich vom *Oetzthalergebiete*, vom *Oberengadin*, *Veltlin* und *Lugano* finden, und beweisen, dass im Gebiete der jetzigen Glarner und Urneralpen zur Miocänzeit erst die Eocän- und Kreidegebilde, noch nicht die Juragesteine der Abwitterung preisgegeben waren. Ja wohl ist der exacte Nachweis zu leisten, dass das jetzige Gebirge des Finsteraarmassives und der Tödigruppe jünger als Eocän ist, aber dass diese Theile früher schon einmal über Wasser ragten, und dass andere, besonders südlichere und vielleicht auch östlichere Alpenzonen schon viel länger zum dauernden Gebirge gefaltet waren, soll damit selbstverständlich nicht in Abrede gestellt werden.

Wir kommen darauf zurück: Die Eocängesteine des Glarnergebietes enthalten keine klastischen Gesteine, welche von den von *Vacek* angenommenen älteren tief thaldurchfurchten Gebirgen der Umgebung abzuleiten wären! Da hilft sich *Vacek* dadurch, dass er sagt: Diese älteren durchthalten Verrucanogebirge wurden eben vom Eocänmeer und seinen Sedimenten gänzlich bedeckt und diese jüngeren Sedimente mussten erst wieder „durch Denudation entfernt werden, bevor diese wieder an den älteren Untergrund selbst, also auch an den Verrucano kam“. Allein wo finden sich denn die Verrucanogerölle, welche in grossen Massen bei der *Vacek*'schen voreocänen Durchthaltung des Gebietes hätten entstehen müssen? Die vorliegende Kreide und der vorliegende Jura enthalten davon keine Spur! Und wenn ein durchthaltes Gebirge in einer Meerestransgression untertaucht, werden die neuen Sedimente auch nicht eiligst Alles so über-

kleistern können, dass nichts mehr abbröckelt; vielmehr wird dazwischen ein Stadium vorhanden sein, wo das transgredirende Meer in Fjorden in die Thäler greift und wo von den Bergen Schuttkegel und Schuttstürze in die Fjorde gehen. Es wird die transgredirende Bildung durch sehr unregelmässige grobblöckige Breccien und Gerölle, stammend von den älteren Gebilden der Umgebung, eingeleitet werden müssen. Man denke sich nur, das Meer würde jetzt in's Linthal und Sernfthal eindringen! Von solchen Bildungen ist keine Spur zu finden. Und so wenig, als Herr *Vacek* ein Petrefact in seinen älteren Phylliten fand, so wenig fand er ein Gerölle von Sernifit oder Lochseitenkalk im Eocänen!

Unter Nr. 6 hatte ich Herrn *Vacek* darauf hingewiesen, dass nicht ein älterer Lochseitenkalk und Verrucano in flach ansteigender, völlig ebener Lagerung verblieben sein könnte, ohne mitergriffen zu werden von der Faltung, welche das jüngere übergreifende Eocän so mächtig enge gedrängt verbogen und aufgerichtet hat. *Vacek* hatte nämlich die vielen Falten im petrefactenführenden Eocän selbst constatirt.

Darauf antwortet er mit einer confusen, mechanisch völlig falschen Speculation (S. 242 und 243), aus welcher, ähnlich wie aus seinen Profilen, ersichtlich ist, wie gefährlich es werden kann, ganz unzutreffende Worte, wie „Wellen“ statt Falten, in einer Speculation zu verwenden. Die Art, wie *Vacek* seine sanften „Untergrundwellen“ oben in sich überwerfende, scharfe „Wellen“ übergehen lässt, entspricht allerdings den Wellenbewegungen des Meeres, aber nicht den Falten einer zusammengeschobenen Schichtmasse. Denkt man sich aber *Vacek's* obere Wellen wieder gestreckt, so misst man dadurch auf gleicher Profillänge das Mehrfache von Zusammenschub, als wenn man dies mit seinen „Untergrundwellen“ versucht, obschon die ersteren noch viel zu wenig stark gezeichnet sind. *Vacek* zeigt hier deutlich, dass für das Verständniss der Mechanik „fester“ Massen ihm jede Vorbildung und, was vielleicht wichtiger ist, jedes natürliche Gefühl vollständig fehlt. Gewiss kann die Form der Dislocationen, die sich durch eine Bewegung gebildet haben, in den höheren und den tieferen Schichten verschieden sein (Oberflächenfacies und Tiefenfacies der Faltung habe ich dergleichen Unterschiede genannt), allein das absolute Quantum der Bewegung kann nicht in den jüngeren

Schichten um das Mehrfache grösser sein, als in den älteren, wie *Vacek* es in seinen Worten und Profilen annimmt und durch einige Phrasen als „nur allzu begreiflich“ darzustellen versucht.

Nun folgt von Seite 244 bis 262 der Versuch *Vacek's*, überall discordante Transgressionen zu sehen, die fast alle in der That gar nicht existiren. Selbstverständlich fällt es mir nicht ein, solche Erscheinungen, wie sie *Vacek* annimmt, allgemein für unmöglich zu halten. Es ist wohl möglich, dass sie irgendwo zu finden sind. Allein im vorliegenden Alpengebiete kommen sie thatsächlich nicht vor. Wie *Vacek* dabei verfährt, bin ich gezwungen, an einigen Beispielen zu zeigen, weitere werden sich aus der Betrachtung seiner Profile ergeben.

Bei Betrachtung des *Mürtschenstockes* fasst *Vacek* sein Resultat dahin zusammen, dass man „den Oberjura je nach Umständen auf Verrucano, auf Vaukalk, auf Lias, d. h. auf die verschiedensten Glieder der älteren Schichtserie unmittelbar auflagernd“ treffe. Das ist ganz und gar unwahr. *Vacek* sieht z. B. unten von der *Meerenalp* aus hinaufschauend gefalteten Röthidolomit, Quartenschiefer und Lias an einer Bergkante unter dem Nordgipfel des *Mürtschenstockes*; darüber schaut der Hochgebirgskalk im Hintergrunde hervor, und seine Schichtung scheint von unten betrachtet discordant abzustossen an den gefalteten älteren Bildungen. So bildet es *Vacek*, auf eine Ebene projecirt, ab und erzählt von der echten Klippe von Lias, die in die Masse des *Mürtschenstockes* hineinrage und „prachtvoll entblösst“ sei (Seite 246). (Seine Taf. IV, Fig. 4 und Profil I.) Aber all das ist eitel perspectivische Täuschung, wie sie einem Manne ohne Formensinn und Orientirungsgabe und ohne Beurtheilung der Tiefe des Raumes vorkommen kann. Wäre *Vacek*, was doch seine Pflicht gewesen wäre, an diese vermeintliche Transgressionsgrenze hinaufgeklettert, oder hätte er sich östlich auf einen höheren Standpunkt begeben, so wäre ihm sofort deutlich geworden, dass er von unten bloß den Dogger, der hier vollständig vorhanden ist, und den Schiltkalk in perspectivischer Verkürzung übersehen hat, dass thatsächlich nirgends auch nur die leiseste Discordanz in der ganzen Schichtserie vom Verrucano und Röthidolomit bis zum Neocom hinauf vorhanden ist, sondern alle Schichten völlig parallel ohne je abzustossen in harmonischer

Weise ein und dasselbe prachtvolle Schichtgewölbe machen, bei welchem die Kernschichten einige engere Secundärfalten bilden, so wie wir es Taf. II, Profil 13 abgebildet haben.

In diesem Styl geht es nun stets weiter. An die discordanten Contactstellen selbst, von denen *Vacek's* Phantasie die Welt erfüllt sieht, klettert er nicht hin, er sieht sie von rechts, von links oder von unten allzu deutlich schon. Die Schichtlage an einer vorspringenden Bergcoulisse projicirt er direct an den Hintergrund und sieht dadurch zwischen beiden eine Discordanz. Hinter die Coulissen geht er nicht.

Einzig im Gebiet der oberen *Plattenalp*, westlich neben dem *Mürtschenstock*, hat *Vacek* einige discordante Anlagerungen gesehen, die thatsächlich existiren, die aber ganz andere Ursachen haben, als er sie sich denkt. Dort kommen nämlich zwei fast verticale, spitzwinklig gegen einander gerichtete Verwerfungen vor, von denen die eine über den Pass zwischen *Mürtschenalp* und *Plattenalp* von SSO nach NNW streicht und die westliche Seite einige 100 Meter tiefer und zugleich etwa 450 m. weiter nördlich geführt hat; die andere, westlich von den Hütten der oberen *Plattenalp* gelegen, zieht mit circa SSW—NNO Richtung etwa 3 Kilometer weit. Die zwischenliegende Scholle ist besonders in ihrem nördlichen Theil grabenartig eingesunken. Die nördliche Barrière des *Spanneggsee* ist wieder ungebrochen mit dem *Mürtschenstock* in Zusammenhang. Die Verwerfungsklüfte selbst sind deutlich zu sehen. So viel ich mich erinnere, sind dies neben einem „Blatt“ (*Suess*) an der *Silbern* die einzigen sicheren reinen Brüche oder Verwerfungen in meinem Untersuchungsgebiete. Die Ränder dieser beiden Verschiebungsflächen sind denn auch weit und breit im ganzen Gebiet die einzigen Stellen, wo Oberjura und Dogger, ja sogar Kreide und Eocän direct an Verrucano anstossen. Von einer Anlagerung und transgressiven Ueberlagerung jüngerer Sedimente an älter dislocirten kann aber keine Rede sein. Die Rutschstreifen auf den fast verticalen Verwerfungsspalten sind sehr deutlich. Der Oberjura ist pelagisch, tiefmeerisch ausgebildet, die Facies von Unterjura, Kreide, Eocän deuten nicht auf Contact mit älterem Ufer hin. *Vacek* zeigt uns bei dieser Gelegenheit, dass er nicht nur die

meisten Falten, sondern auch die Verwerfungen als Anlagerungen an alten Klippen zu sehen versteht.

Das *Bützistöckli* berührt *Vacek* offenbar nicht gerne. Es hat ihm Schwierigkeiten gemacht. Als wir October 1880 zusammen dort waren, wurde er sogar still. Er schwankt in der Deutung. Erst war der dortige Dogger mit Ammoniten und Belemniten ein „Vorläufer“ jüngerer Bildungen unter dem Verrucano, jetzt aber sind auch hier die jüngeren Sedimente um den *Bützistock* rings herum angekleistert: Bei einer Durchlagerung, meint *Vacek*, müsste doch die Sedimentfolge auf der Süd- und Nordseite die gleiche sein. Diese letztere Begründung ist ganz irrig, denn an der gleichen Seite ändert sich die Schichtfolge auf wenige Schritte thatsächlich, was ja ebenso gut bergewärts der Fall sein kann. Im Mittelschenkel der Nordfalte handelt es sich überdies stets nur um local gebliebene oder gehäufte und auf geringe Entfernung wieder aussetzende oder wechselnde ausgewalzte und verschleppte Schichtfetzen, nicht um eine sicher und gleichmässig ausharrende Sedimentfolge.

Am erheiterndsten wirkt *Vacek's* kleiner Abschnitt unter dem Titel *Foopass*, wenn man, denselben in der Hand, zur Stelle geht. Das ganze prachtvolle eocäne Schichtenprofil am *Foopassgrate* (Taf. II, Prof. 13), bestehend aus allen Abänderungen der eocänen Schiefer und Kalke mit typischen Flyschsandsteinen, Flyschbreccien und Quarziten, nimmt *Vacek* ohne Weiteres für Lias, weil einige Bänke Quarzit ihn an den Liasquarzit der *Magereu* erinnern. Dass ihnen aber jene dort immer vorhandenen Rostflecken mit den häufigen kleinen Korallen und jene Liaspetrefacten fehlen, und dass sie noch viel gleicher sind den Quarziten unten im Sernfthal, welche zwischen Nummuliten und Fischschiefern liegen, dass sie die directe verfolgbare Fortsetzung der letzteren sind, hat er nicht gesehen. *Vacek* hat auch kein Petrefact gefunden zum Altersnachweis; dennoch proclamirt er kühn die dunkeln Mergelschiefer zwischen den Quarziten, in welchen thatsächlich *Helminthoiden* und kleine *Nummuliten* zu finden sind, alle mit den Quarziten zusammen für Lias!

„Von dem echten Eocän der Glarner Thäler dürften also nicht nur „grosse Massen von Kalkphylliten, sondern auch grosse Massen von liasischen „Bildungen zu scheiden sein, die man bisher mit dem Eocän vereinigt hat“

(S. 252). Aber er macht keinen Versuch, die Liasnatur dieser Gesteine darzuthun!

Und nun werden unter dem *Ruchen-Foostöckli* wiederum die flach umgebogenen und wellig zerknitterten Theile der eocänen Kalkthonschiefer für „alte Kalkphyllite“ angesprochen, die allgemein nach SSO fallenden Schichtschmelkel des isoklinalen eocänen Faltensystemes haben diesmal das Loos, Lias zu sein, weiter unten erst werden sie bei *Vacek* zu Eocän.

Halt! Da sieht *Vacek* an der SO-Ecke des *Ruchen*, nördlich vom *Foopassgrat*, wie die Schiefer an den Schichtenkopf des Lochseitenkalkes unconform „angelagert“ sind — er geht aber nicht hin. Im Profil einer vorderen Coulisse ist der Lochseitenkalk mächtiger, im Profil einer hinteren ist er halb vom Schiefer durchstoßen und viel schwächer. Für *Vacek*'s Standpunkt stellten sich die beiden benachbarten Coulissenprofile so, dass er den höher hinaufragenden Schiefer der hinteren Coulisse ansah für direct angelagert an den Lochseitenschichtenkopf der vorderen Coulisse. Näheres über diese Stelle haben wir schon oben Seite 147 etc. und Taf. IV, Fig. 3 und 4 mitgetheilt.

Auf Seite 255 finden wir einen Reichthum an Unsinn, den wir besser auf sich beruhen lassen, als ihn zu zergliedern und damit viele Seiten zu füllen. Obschon überall am Contact vom Gipfelverrucano und Kalk im *Panix*gebiete, am *Vorab* etc. jeder Laie sieht, dass die Fuge flach hinein geht parallel mit der flachen Lagerung des Verrucano sowohl als des Kalkes, und thatsächlich der Verrucano über dem Malmkalk liegt, stellenweise dazwischen noch Doggerschichten mit *Ostraea Marshi* sich finden, behauptet *Vacek* stets, dass der Kalk eine Verrucanoklippe umhülle! Aber warum hat die Verwitterung ihm niemals, niemals den Gefallen erwiesen, einen solchen Verrucanokern zu entblößen? warum zeigt sie uns nur zackig umrandete flache Kappen? — wahrlich, wie dünne Stiele eines Pilzes müssten oft diese Klippenkerne von Verrucano und Kalkphyllit gestaltet sein. Und *Vacek* nimmt nun eine künstliche und willkürliche Scheidung an zwischen dem Kalk am *Martinsloch*, den er für Lochseitenkalk gelten lässt, und demjenigen unter dem *Vorab*, den er als Hochgebirgskalk erkennt; — er darf ja nicht Lochseitenkalk und Oberjura ineinander übergehen lassen, wie es

hier die Natur thut! Er macht aber keinen weiteren Versuch, diese Grenze zu finden, sie wird nur behauptet.

Bald freut sich *Vacek* wieder über eine wichtige Beobachtung, die er am *Urnerboden* (S. 258) macht. An den Coulissen unter dem *Glatten* und den *Märenbergen* sieht man die schönen Falten von Lias und Dogger im Profil, den Malmkalk darüber aber im Streichen angeschnitten. Natürlich hält dies *Vacek* wieder für eine glänzende Transgression des ungefalteten Malm auf dem älter gefalteten Lias. Wäre er, wie es jeder gewissenhafte Beobachter gethan hätte, hinaufgestiegen und in einen der Malmeinschnitte und Schluchten hineingeklettert, oder über den *Ruosalppass* dem *Glatten* in die Flanken und durch's *Bisithal* hinab gegangen, so hätte er gesehen, dass nirgends eine Störung, ein Unterbruch in der Schichtfolge vorhanden ist, dass überall vollständigste Harmonie in der Faltung vom Lias bis in den Oberjura waltet, dass der letztere alle Falten des ersteren genau mitmacht und eine unconforme Anlagerung hier gar nicht vorkommt. (Unsere Profile Nr. 4 und 5.) *Vacek's* Transgression ist hier wiederum nichts als eine falsche Beobachtung, eine perspectivische Täuschung! So sind durchweg die Beobachtungen, mit welchen *Vacek* meint, die Glarner Doppelfalte als einen Irrthum zu erweisen und seinen Phantasien Thatsächlichkeit einzuhauchen. Er vertheilt die eocänen Gesteine nach Belieben in's Paläozoische, in den Lias und in's Eocäne ohne jeden Versuch eines Beweises, und er lässt sich jeden Augenblick durch perspectivische Erscheinungen täuschen!

b) Zu *Vacek's* Profilen über das Gebiet der Glarner Doppelfalte.

Eines müssen wir an *Vacek* achten. Ein Blick auf seine Profile zeigt uns, dass er consequent geblieben ist und vor keinem Widerspruch mit den Thatsachen, vor keinem Unsinn zurückgeschreckt ist. Seine gezeichneten Profile sind eine That, ein unbeirrter, consequent durchgeführter Traum, der einem Romandichter alle Ehre machen würde — schauen wir sie nur recht an:

Da sehen wir bei allen Profilen den Lochseitenkalk als gleichmässige Schicht durchgehen. Das ist un wahr, denn seine Unterfläche ist sehr

unregelmässig gebildet und seine Mächtigkeit sehr wechselnd, hie und da setzt er ganz aus.

Da sehen wir bei allen seinen Profilen den vermeintlichen Kalkphyllit ganz flach parallel unter dem Lochseitenkalk hinziehen! Das ist eine Unwahrheit, denn *Vacek's* Kalkphyllit ist am Contact stets kraus gefältelt, nur hie und da schmiegt er sich flach an den Lochseitenkalk an, fast durchweg steht er schon in 2—4 m. unter dem Lochseitenkalk mit 30—50° gegen SSO abfallend, und sehr häufig hat er diese steile Lage bis dicht an den Lochseitenkalk, der discordant auf den Schieferköpfen der Kalkphyllite sitzt. Wenn *Vacek* doch wenigstens hier eine Auflagerung auf älter dislocirten Gesteinen angenommen hätte — das wäre der einzige Fall im Gebiete, wo der Irrthum sehr verzeihlich gewesen wäre! *Vacek* aber will Kalkphyllit und Lochseitenkalk zu einer concordanten Bildung verschmelzen.

Dass *Vacek* die sämmtlichen von uns aufgezählten mechanischen Erscheinungen des Mittelschenkels, die sich besonders um den Lochseitenkalk und seine Nähe gruppieren, einfach übersehen muss und verschweigt oder leugnet, ist einleuchtend.

Ich hatte *Vacek* darauf hingewiesen, dass ja an manchen Stellen die Verrucanodecke nicht nur über Eocän greife, sondern auch über Kreide und Jura (Profil bei *Panix*, oder vom *Piz Dartgias* nach *Limmerntobel* hinab), dass also mit Annahme seiner Eocäntransgression eine Verrucanoüberschiebung noch nicht „überflüssig“ gemacht werden könne. Nun hat er consequent auf gleicher Phantasiegrundlage auch noch diese Ueberschiebung ausgemerzt: Auch der Jura, auch die Kreide sind transgressiv in die alt untergetauchten Thäler eingelagert und ihre Reste kleben heute den Berggehängen, den alten Klippen, ringsum als Mantel an! Dass doch keine Schlucht seither diesen Mantel so tief zu durchreissen vermochte, dass hinter seinen Falten der umhüllte alte Kalkphyllit und Verrucanoberg sichtbar wird, das ist doch ein sehr sonderbarer Zufall!

Da sehen wir ferner in allen diesen Profilen die Unmöglichkeit ruhig dargestellt, dass nacheocäner Zusammenschub die Eocängesteine gefaltet haben

soll, während die älteren Platten des Verrucano, des Lochseitenkalkes und der „Kalkphyllite“ davon unbeeinflusst fast ungestört geblieben sein sollen!

Ich ersuche den Leser, die Profile von *Vacek* vor sich zu nehmen. Durchgehen wir dieselben:

Vacek's Profil I.

Die discordante Auflagerung des Neocom auf Malm unter dem Neuenkamm, die *Vacek* zeichnet, ist unwahr — thatsächlich kann sowohl oberhalb *Mollis* wie von *Filzbach* über *Obstalden* bis hoch an den *Mürtschengrat* (nach *Ober-Tros* und *Hochmatt*) hinauf Schritt für Schritt die Concordanz zwischen Malm und Kreide verfolgt werden.

Nur auf dem mittleren *Mürtschengipfel* sitzt noch ein kleiner Fetzen Neocom auf, *Vacek* hat irrthümlich auch allen über der „schwarzen Schnur“ liegenden Malmkalk für Neocom genommen.

Die unten discordant hineingesetzte Liasklippe, die in *Vacek's* Malm des *Mürtschenstockes* erscheint, ist eine Unwahrheit, an ihrer Stelle steht ein Gewölbe, welches gemeinsam von den concordanten Schichten des Verrucano, Röthidolomites, Lias, Dogger und Malm gebildet und auf beiden Seiten des *Mürtschenstockes* in gleicher Weise beobachtet werden kann (hier S. 191).

Es ist unwahr, dass am Südabhang des *Schnürgrat* Eocän bis zu circa 2350 m. Meerhöhe auf den Verrucano greife, thatsächlich greift dort der Verrucano über das Eocäne, das dort nirgends auf 1900 m. hinaufgeht, der Lochseitenkalk fehlt dort.

Die Schiefer zwischen *Piz Sol* und *Gelbberg* liegen nicht flach, sie fallen alle ziemlich steil nach S O.

Der Abhang von *Gelbberg* nach dem *Taminathal* ist reich an schönen Nummulitenbänken, die in *Vacek's* Profil keinen Raum haben.

Nun folgt an den furchtbar steilen Schluchten des *Calfeusen-* und *Taminathales* die angekleisterte Malmwand! Die Grenzfläche, nach welcher der Malm hier in horizontalen Schichten mehrere hundert Meter mächtig an dem älteren hinterliegenden Berg abstossen soll, ist eine freche Erfindung. Nirgends ist etwas Derartiges zu sehen, so tief die Entblössungen der Seitenschluchten reichen; wohl aber kann man in letzteren überall des

Deutlichsten beobachten, dass der Malm sammt petrefactenreicher, normal aufliegender Kreide unter die „Kalkphyllite“ des *Gelbberges* hineingehen, die ihn flach weit hinaus an jeder Bergkante überdecken. Ungeheuerlich aber ist es, in diese engen Thäler hinein transgressiv eingelagert sich das zusammen wohl 700 Meter starke Schichtsystem des Jura und der Kreide zu denken, während doch hier der Malm seine ausgezeichnet pelagische tiefmeerische Facies behält und Röthidolomit, Lias, Dogger wie Kreide sich in der Ausbildung nicht unterscheiden von den entsprechenden Bildungen am *Calanda*, am *Walensee* oder am *Sentis* und *Vierwaldstättersee*. *Vacek* hat auch nicht etwa nach Conglomeraten oder Breccien in Malm sich umgesehen; er bedenkt nicht, dass, unter solchen Verhältnissen „eingelagert“, das Aussehen dieser Bildungen ein total anderes sein müsste. Er opfert freudig solche Bedenken seiner Anlagerungsfläche! Im Thalgrunde bei *Vättis* folgen Gesteine, die *Vacek* nun als älteste des Gebietes sogar unter seinen Kalkphyllit treten lässt. Er wusste eben nicht, dass darin auch ächter Verrucano enthalten ist, wie er ihn sonst über den Kalkphyllit setzt — wie wollte er wohl hier seine Dichtung durchführen, wenn er das bemerkt hätte?

Vacek's Profil II.

Die discordante Anlagerung des Malmkalkes am Verrucano unter dem Glarner *Frohnalpstock* ist unwahr. Wo der entsprechende Contact von *Ennenda* gegen den *Schilt* hinauf entblösst ist, laufen die Malmschichten der Grenze parallel und sind überdies an den paar Stellen, wo die Schuttbedeckung eine genaue Beobachtung zulässt, durch parallelen Dogger und Röthidolomit vom Verrucano getrennt.

Ueber die Verhältnisse an der *Plattenalp* habe ich oben das Nöthige mitgetheilt (S. 192).

Im *Krauchthal* ist die obere Grenze des Eocän mit 1850 m. richtig angesetzt, dagegen vom *Foostöckli* herab unter den *Gulderstock* der Lochseitenkalk willkürlich tiefer gesetzt, um ihn unter das Eocäne hinab zu bringen. *Vacek* zeichnet ihn in seinem Profil bei 1500 m., während er genau dort bei 1850 m. anstehend beobachtet werden kann. Das Eocäne bleibt eben thatsächlich unter dem Lochseitenkalk, und den letzteren hat *Vacek* 350 m.

zu tief gezeichnet, was dann seinem Profil glücklich zu 350 m. angelagertem Uebergreifen des Eocänen verhilft!

Vacek's Lias am *Foopass* existirt nicht, ebenso wenig dessen Anlagerung in den Schichtenkopf des Lochseitenkalkes am *Foostöckli*. Eocäne Gesteine fallen 30° bis 45° nach S S O ein (S. 193 und 148, 149).

Die Einlagerung von Malm und Kreide zwischen *Flimserstein* und *Trinserhorn* ist genau so ungeheuerlich wie diejenige im Profil I im *Calfeusenthal*.

Ferner ist falsch, dass am Nordabhang des *Flimserstein* Malmkalk bis hinauf gezeichnet ist. Vielmehr finden sich hier prachtvolle Nummulitenkalksteine und Nummulitenquarzite vom Lochseitenkalk, der hier bei 2650 m. liegt, bis auf 2000 m. hinab. Erst darunter folgt Kreide und dann, etwa 700 m. tiefer als *Vacek* es zeichnet, der Malmkalk.

Die „Kalkphyllite“ zwischen *Trinserhorn* und *Flimserstein* sind reich an Nummulitenbänken, also eocän, *Vacek's* Profil hat hier keinen Platz für Eocänbildungen.

Die Kreidedecke *Vacek's* auf seinem *Flimserstein* ist unrichtig, *Vacek* hat auch keine Beweise für das cretacische Alter dieser Gesteine beigebracht. Thatsächlich sind es die Doggerschichten mit *Ostr. Marshi*.

Vacek hat richtig gesehen, dass der Malmkalk des *Flimserstein* gegen Norden sich auskeilt, allein er lässt dies nun fälschlich in seinem Profil durch ein Abstossen der einzelnen Schichten an einem supponirten älteren Untergrunde geschehen, während man thatsächlich sehen kann, dass auch die unteren Schichten des Malmcomplexes wie die mittleren und oberen sich an den Gipfel hinaufziehen, und dabei alle eine Abnahme ihrer Mächtigkeit erfahren, während sie gleichzeitig eine bezeichnende Strukturveränderung erleiden (vergl. z. B. unser Profil 12, 13, 14 oder Taf. IV, Fig. 8). Recht erheiternd ist in *Vacek's* Profil die Art, wie er den Malmkalk mit dem nach oben zugespitzten Ende so führt, dass er dort dann, beinahe als scheinbare Fortsetzung, aber doch durch Transgressionsfläche davon getrennt, an den Lochseitenkalk ansetzen kann. Den directen ununterbrochenen Zusammenhang oder richtiger Uebergang vom Malmkalk in den Lochseitenkalk kann man in der Natur sehen, die Transgressionsfläche aber ist sowohl für den Westabhang

wie für den Ostabhang des *Flimsersteines* eine Erfindung. Das gleiche Experiment wiederholt sich am *Kalkhorn* in *Vacek's* Profil III.

Vacek's Profil III.

Während *Vacek* beim *Vorab* den Hochgebirgskalk vom Lochseitenkalk trennen will, lässt er den Saasbergkalk doch Lochseitenkalk sein und gestattet ihm hier auch, von der gewöhnlichen geringen Mächtigkeit abzuweichen. Das stimmt. Allein was sagt denn *Vacek* zu den gar nicht seltenen, gestreckten und zerrissenen Belemniten im Saasbergkalk? Sind hier Belemniten älter als Perm? Den Umstand kann *Vacek* hier auch nicht leugnen, dass man vom *Bützistöckli* an den Saasberg hinaus alle Strukturübergänge vom ächtesten Lochseitenkalk nach gewöhnlicherem, etwas gestrecktem Hochgebirgskalk findet. Hier anerkennt *Vacek's* Profil wider seinen Willen den Lochseitenkalk, den er älter als Verrucano (Carbon) annimmt, als einen Kalkstein, der auch unleugbare Belemniten enthalten kann. *Vacek* hat zwar vielleicht keine solchen gefunden, so wenig als er die Helminthoiden und Nummuliten in seinem Lias am *Foopasse* erkannt hat.

Die flache Lage der „Kalkphyllite“ am *Richetlipass* und *Hausstock* ist un wahr, dieselben fallen hier schon am Contact mit dem Lochseitenkalk steil nach S O ein und enthalten unter dem *Mättlestock* und *Hausstock* viele Bänke von Taveyanazsandstein und einige Nummulitenbänke in mannigfaltigen wirren Falten. Eine schön S-förmig gebogene Nummulitenkalkbank lässt sich von der *Wichlenalp* aus unter dem *Hausstock* beobachten und dieselbe erscheint wiederum am Westabhang im Hintergrund des *Durnachthales*. Sie sticht durch den Berg hindurch.

Am *Panixerpass* wird's gar vergnüglich. Dass, wie dort dargestellt, eine grosse Masse Verrucano um viele hundert Meter tief in die „Kalkphyllite“ muldenförmig hineinsinke, wie es nördlich am *Crap Ner* dargestellt ist, dass südlich daneben die Kalkphyllite in hohem Gewölbe hervorstechen und dort wirklicher Lochseitenkalk in fast verticaler Stellung hervorschaue, dass Lias unter dem *Rinkenkopf* und der *Vorabmasse* liege, sind alles objective Un wahrheiten, subjectiv die Visionen einer zügellosen Phantasie. Dass hier *Vacek's* Profile recht bunt ausfallen müssten nach den thatsächlich vorhan-

denen ungewöhnlichen Verwicklungen, war wohl zu erwarten. Hier wiederum liegt ein durchgreifender Widerspruch zwischen der Natur und *Vacek's* Auffassung darin, dass die Facies der mesozoischen und tertiären Gesteine sich ihm nicht fügen wollen.

Gewiss ist es im verwickelten Gebiete schwieriger, sich zurecht zu finden, als im einfacheren. Aber nun trägt *Vacek* seine Irrthümer auch noch hinaus in die viel einfacher gebauten Regionen. Er setzt seinen Profildichtungen die Krone auf, wo er in's Rheinthal bei *Ilanz* gelangt und hier nun verkehrte Lagerung sieht, wo aufrechte normale Lagerung vorhanden ist (Text *Vacek's*, Seite 255). Da wird zunächst der Verrucano überstürzt gedacht. Der typische Röthidolomit, der dort am Ausgang der *Glenner-schlucht* so schön darüber liegt und sich durch ganz *Obersaxen* hie und da mit aufliegendem Quartenschiefer verfolgen lässt, wird hier zum Lochseitenkalk gestempelt (!), und der Bündnerschiefer, der ebenso normal aufgelagert ist, wird durch Umkehr als „Kalkphyllit“ heraufgezogen und mit dem „Kalkphyllit“, der nördlich des Rheines unter dem Lochseitenkalk liegt, trotzdem er ganz anders aussieht, parallelisirt und dadurch als paläozoische Bildung erklärt! Hier hat die Autosuggestion bereits den Grad erreicht, dass ein petrographischer Unterschied wie zwischen normalem Röthidolomit und Lochseitenkalk dem Auge entwindet und ein Sichumsehen nach links und rechts für unnöthig erachtet wird!

Thatsächlich lässt sich der Röthidolomit über dem Verrucano bei *Ilanz* durch ganz *Obersaxen* verfolgen, er lässt sich durch *Val Gronda* hinüber in's *Lugnetz* ohne Unterbruch anschlagen. Ueberall unten Verrucano, tiefer Gneiss, darüber aber der Röthidolomit, dann der Bündnerschiefer, Alles ziemlich flach normal gelagert (vergl. Karte, Bl. XIV, in 1 : 100,000 und unsere Profile 7, 8 und 9). Diesen Weg verfolgend, gelangen wir auch in den Hintergrund von *Lugnetz*, wo zahlreiche deutliche Belemniten und Gryphäen im Bündnerschiefer zu finden sind. *Vacek* möchte einmal mit der Annahme der verkehrten Lagerung bei *Ilanz* durch *Obersaxen* über *Piz Sez-ner* in's *Lugnetz* und von da über die *Greina* und auch in's *Valsergebiet* gehen — dann wird ein grosser Theil von *Graubünden* für ihn zu einer enormen nach zwei Seiten

auseinandergelegten Ueberlagerung, und an Stelle der synclinal gestellten Glarner Doppelfalte erhebt sich vor ihm eine anticlinal gestellte Bündner Doppelfalte, die noch viel schreckhafter sein würde!

II. Zu Friedr. Pfaff's Einwendungen.

Prof. Dr. Friedrich Pfaff, † in Erlangen, hat auf meinen „Mechanismus der Gebirgsbildung“ vielfach Bezug genommen in einem kleinen Buche, das den gleichen Titel trägt: „Der Mechanismus der Gebirgsbildung“, 1879.

Es schien mir nothwendig, die Deductionen und Theorien von *Pfaff* zu besprechen. Ich habe das in einem Aufsatz gethan „Zum Mechanismus der Gebirgsbildung“ in der Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft, Jahrg. 1880.

Auf die allgemeinen zwischen uns erörterten Fragen über Gebirgsbildung habe ich hier nicht einzutreten. Hingegen hat *Pfaff* in der Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft, 1880, S. 536 bis 541, einen kleinen Aufsatz speciell über den Lochseitenkalk veröffentlicht.

Auf diesen Aufsatz bin ich schon in den Verhandlungen der k. k. geol. R.-A., Wien, 1881, Nr. 3, Seite 4, eingetreten. Herr *Pfaff* schien zu glauben, ich hätte den Lochseitenkalk weder chemisch noch mikroskopisch geprüft. Allein schon 1876 hatte ich über 30 Dünnschliffe durch Lochseitenkalk in verschiedenen Richtungen und von verschiedenen Localitäten untersucht und einige chemische Analysen gemacht. Die enorme innere Zertheilung und Verschiebung, die Knetstructur, die oft zwischen einer Fluidalstructur und einer mikroskopischen Breccienstructur mit oder ohne Aderverkittung schwankt und die auch makroskopisch sehr schön zu sehen ist (Taf. VI, Fig. 2), die sehnige streifige Marmorisirung habe ich längst für einen der schönsten Fälle von mechanischer Metamorphose, speciell Auswalzung, gehalten.¹⁾

Pfaff untersucht auch mikroskopisch und beschreibt zum Theil sehr gut diese Knetstructur: Er spricht von feinen Systemen von Kalkspathadern, von den Verschiebungen an denselben, von der streifigen Structur, „wobei die Streifen bald in stark welligen Linien, die plötzlich blind endigen, bald

¹⁾ Sehr schöne angeschliffene Stücke von Lochseitenkalk kann ich auf Verlangen an Sammlungen abtreten.

„auch nur sehr kurze Strecken sichtbare, stellenweise zu rundlichen Knoten
„sich erweiternde Flecken bilden, hie und da zeigen sich kleine Verwerfungen,
„aber ohne irgend welche Regelmässigkeit oder Gesetzmässigkeit und in be-
„nachbarten Adern einander nicht correspondirend“. *Pfaff* findet ferner „eine
„grosse Menge sehr feiner, staubartiger, schwarzer und brauner Körnchen
„und Leistchen. Alles liegt ganz regellos gemengt durcheinander Die
„Kalkspathäderchen ziehen sich ebenfalls ganz regellos durch die Masse“. Dann spricht er von der Structurähnlichkeit mit Schiefern im Querschnitt, die natürliche und nothwendige mechanische Folge jeder Auswalzung: „Schon
„mit dem blossen Auge kann man an solchen Dünnschliffen des Lochseiten-
„kalkes eine bis in's Feinste gehende Parallelstructur, wir können geradezu
„sagen, Schieferung erkennen; auch hier ist die Schieferung eine wellige,
„überall ziehen sich die schwarzen, wohl grösstentheils als Kohle oder als
„Reste organischer Substanzen anzusehenden feinkörnigen Massen in leichten
„Wellenlinien durch die Masse hin, sich anschmiegend an die gröberen Kör-
„ner und sie einhüllend“. Das ist die Beschreibung der der Fluidalstructur so
ähnlichen Knetstructur. Die kohligen Theilchen rühren ohne Zweifel von dem schwarzen bituminösen Farbstoffe des Malnkalkes her, der hier anders sich geordnet hat. *Pfaff* fährt fort:

„Die wellenförmigen Kohlenmassen ziehen sich manchmal ohne alle
„Störung ihres Verlaufes durch eine sie durchsetzende Kalkspathader hin-
„durch, sehr selten ist eine scharfe Grenze zwischen den Adern und den
„neben ihnen liegenden Massen zu bemerken, ja es finden sich hie und da
„grössere Kohlenfetzen, die zerbrochen und in einzelne Stücke getrennt sind,
„deren Zusammengehörigkeit noch gut erkannt werden kann . . .“ Auch bei
den Präparaten geschnitten, „parallel der Stirnfläche der Schichten zeigt sich
„dieselbe wellige Structur. Von kleinen Organismen konnte ich nichts in
„demselben wahrnehmen, obwohl sie sonst kaum einem jurassischen Kalke
„ganz fehlen“. Hierzu die Zwischenbemerkung, einerseits, dass ich in etwa
20 Dünnschliffen durch mechanisch unveränderten Hochgebirgskalk keine Spur
eines organischen Restes gefunden habe, und andererseits, dass es den orga-
nischen Resten wohl vergangen sein würde, erkenntlich zu bleiben, während-
dem ihr Muttergestein vom gewöhnlichen Hochgebirgskalk zum Lochseitenkalk

ausgewalzt worden ist! Nun fährt *Pfaff* fort, er habe viele jurassische Kalksteine auch der Glarneralpen untersucht, ohne jemals eine ähnliche Structur gefunden zu haben — sehr richtig! Denn jene anderen waren eben nicht wie der Lochseitenkalk von der Natur behandelt und gequält worden. Auch dass der Lochseitenkalk stellenweise mit den unten berührenden Schiefern verknetet und verwalzt ist, hat *Pfaff* richtig gesehen, aber als ursprünglichen petrographischen Uebergang gedeutet.

Nachdem *Pfaff*, wie wir eben aus den wörtlichen Citaten gesehen haben, die Knetstructur, die innere mechanische Metamorphose des Lochseitenkalkes gut beschrieben hat, schliesst er mit dem Satze: „Von einer derartigen unter starkem Druck vor sich gehenden Bewegung zeigen die Gesteins-elemente des Lochseitenkalkes keine Spur“, d. h. mit der Verneinung seiner eben gemachten Beobachtungen. Er kommt zum Schlusse: Das ist kein Jurakalk, denn Jurakalk hat keine solche Structur, und das ist keine mechanische Metamorphose! Was Anderes kann man zu diesen Darlegungen sagen, als dass hier vor Bäumen der Wald nicht gesehen wird!

Pfaff gibt eine Analyse eines angeblichen Stückes Lochseitenkalk, die 46,39 % in Salzsäure Unlösliches aufweist. Es gibt hie und da Flasern im Lochseitenkalk, die solche Zusammensetzung zeigen und die von eingewalzten Schieferfetzen herrühren. Ein Lochseitenkalk war das nicht, sondern ein Stück eingewalzter Flysch. Alle typischen Stücke Lochseitenkalk von verschiedenen Lokalitäten ergaben mir stets wie der gewöhnliche Hochgebirgskalk 92 bis 99 % Calciumcarbonat hie und da mit Magnesiumcarbonat. Ich lasse noch einige genauere Analysen, welche auf meine Veranlassung hin von *Prof. Dr. C. Schmidt* gemacht worden sind, im Anhang folgen.

III. Zu Rothpletz's Auffassung.

A. Rothpletz (München) hat 1883 in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft einen Aufsatz „Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines“ publicirt, welcher den Zweck verfolgt, zu zeigen, dass westlich des Rheines die Verwerfungsspalten gerade so vorkommen, wie sie östlich des Rheines angenommen werden. Derselbe beschäftigt sich auch mit der

Glarner Doppelfalte. *Rothpletz* anerkennt ausdrücklich (S. 171) die gewaltige Ueberlagerung des Verrucano über lauter Eocän durch unsere Nordfalte als eine Thatsache. Seine Auffassung weicht hingegen von der unserigen darin ab, dass er diese anerkannte Thatsache durch eine liegende einfache Verwerfungsspalte¹⁾ erklärt und den Lochseitenkalk für eine Gangbildung hält. In Beziehung auf die liegende Verwerfungsspalte — oder wir können auch sagen: die „Ueberschiebung“ statt der „Ueberfaltung“ — liegt die Differenz wohl mehr im Wort als in der Sache. Ueberschiebungen an flachen „Verwerfungsspalten“ sind Resultate der Horizontaldislocation und insofern besser nicht als „Verwerfung“ zu bezeichnen, indem mit letzterem Ausdrucke mehr Verticaldislocationen gemeint sind. Zwischen einer liegenden Falte mit zerrissenem Mittelschenkel und einer Ueberschiebung mit Schleppung besteht kein wirklicher Unterschied, oder es könnte ein solcher nur beim Beginne der Bewegung bestanden haben, nicht im Resultate sichtbar sein. Wenn übrigens *Rothpletz* die „Faltenverwerfungen“ überhaupt meint von der Hand weisen zu können, so möchte er sich denn doch in der Natur erst etwas umsehen. Es gibt deren sehr viele und sehr klar aufgeschlossene. Eine solche z. B. haben wir Taf. III, Fig. 1 abgebildet. Es ist ferner zum Theil nur ein werthloser Wortstreit, wenn *Rothpletz*, auch die Ueberlagerung im Gebiete der Südfalte anerkennend, sich nun mit der Bezeichnung „nach Norden geöffnete grosse liegende Mulde“ in Gegensatz zu mir setzen will.

Wenn der Lochseitenkalk eine Gangbildung wäre, so müsste sich nachweisen lassen, dass er aus Trümmern von Eocän und Verrucano — den Materialien der beiden Kluftwände — vermehrt noch um Secretionsmineralien bestünde. Allein die mikroskopische wie die chemische Untersuchung beweisen, dass weder zerriebener Verrucano noch zertrümmerte Eocänschiefer darin enthalten sind, sondern nur fast reiner dichter Kalkstein, allerdings überdies durchzogen von zahlreichen Calcitadern. Der Masse nach herrscht

¹⁾ Der Transgressionsdichter sagt zwar zum Spaltendichter (S. 244): „Die gewaltigen „Verschiebungen, denen Herr Rothpletz das Wort redet, sind wohl nur harmlose Phantasien „am Schreibtische, die mehr der herrschenden Mode als den Thatsachen entsprechen“. Beide brüsten sich mit ihrer Naturanschauung.

meistens der dichte Kalkstein weit über die vorwiegend mikroskopisch feinen Calcitäderchen vor. Auch die Structur des Lochseitenkalkes ist von jeder Gangbildung weit entfernt. Es ist also etwas ganz Anderes, als Gangbildung.

Die zahlreichen Stellen, wo man, wie am *Saasberg* und *Bützistöckli*, am *Flimserstein*, am *Ringelspitzrücken*, von den *Tschingelspitzen* gegen den *Vorab* hin etc., den allmäligen Uebergang des Hochgebirgskalkes in den Lochseitenkalk direct und ohne jeden Unterbruch verfolgen kann, sind die deutlichsten Beweise gegen die Gangnatur des Lochseitenkalkes. Ausserdem hält diese Auffassung nirgends Stand, wo auf weite Strecken (z. B. ob *Diesbach* an der *Freibergseite* etc.) der Lochseitenkalk oben noch von zweifellosem Röthidolomit begleitet wird, oder wo die Röthidolomitlinsen im untersten Theile des Verrucano auch noch eine theilweise Umkehr des letzteren beweisen.

Rothpletz wird bei seiner Auffassung mit dem *Bützistöckligebiet* auch nicht fertig. Er meint (S. 165), man könne sich hier „leicht davon überzeugen, „dass Röthidolomit und Quartenschiefer, brauner Jura mit Echinodermenbreccie „und Eisenoolith sowie Schiltkalk im Verrucano eine mehrfach gefaltete, „liegende Mulde bilden, welche ebenso wie der Verrucano selbst durch die „Ueberschiebungsfläche vom Lochseitenkalk und Eocän getrennt sind“. Er denkt sich also, eine kleine Falte mesozoischer Gesteine im Verrucano sei hier mit diesem hinaufgeschoben worden. Allein diese mesozoischen Gesteine liegen eben doch unter dem Verrucano, der oben geschlossen über sie weggeht, sie öffnen sich nicht nach oben, sie kleben an der Unterfläche des Verrucano! Die verkehrte Schichtfolge eines Mittelschenkels ist also doch nicht wegzuleugnen. Ueberdies ist, wie ich bei meiner letzten Prüfung der Stelle constatirt habe, an dieser „kleinen unterjurassischen Falte“ der Lochseitenkalk auch betheiligt im Gegensatze zu der Annahme von *Rothpletz*, und die von ihm vorausgesetzte Ueberschiebungsfläche unter dem Lias und den Doggerbildungen, aber über dem Lochseitenkalk ist nicht ausgebildet, wohl aber finden sich verschiedene solche höher oben zwischen den einzelnen älteren Schichten.

Rothpletz spricht wiederholt von einer Eocänbucht zwischen Reuss und Rhein. Ich glaube, dieselbe ist nur scheinbar. Hier eben hat eine Einsenkung stattgefunden, infolge davon ist Eocän von älteren Gesteinen durch

„Vorfalten“ und „Rückfalten“ (*Suess*) überdeckt und so gerade in diesem Gebiete länger geschützt erhalten geblieben, während es anderswo, da es oben blieb (z. B. südlich des Vorderrhein, auf dem Aarmassiv etc.), seither zerstört worden ist.

Als Südrand des Doppelfaltengebietes zeichnet *Rothpletz* durch das ganze Vorderrheinthal hinab eine gewaltige Längsverwerfungsspalte. Eine Querverwerfung macht er durch das *Linththal*, obschon hier beide Thalseiten sich fast exact entsprechen. Eine andere Längsverwerfung lässt er dem *Walensee* und *Zürichsee* entlang gehen. Diese Verwerfungsspalten sind nur Dichtungen, sie sind nicht vorhanden.

Rothpletz (S. 162) behauptet, alle meine Arbeiten über die mechanische Gesteinsumformung etc. seien „in erster Instanz „aufgestellt worden, um die vermeintliche Thatsache der „Glarner Doppelfalte zu erklären.... es versteht sich somit „von selbst, dass sie mit der Doppelfalte stehen und fallen“. Diese Rede ist falsch, sie bedarf aber keiner Widerlegung mehr, denn die Wissenschaft hat seither über die „Dynamometamorphose“ oder besser Stauungsmetamorphose weiter gearbeitet, viele meiner Darstellungen hundertfältig bestätigt, einzelne berichtigt, viele ergänzt und erweitert und darauf weiter gebaut, unbekümmert um *Vacek* und *Rothpletz* und ihren Kampf gegen die Glarner Doppelfalte. Es sei bei dieser Gelegenheit hier nur erinnert an die bezüglichen Arbeiten von *Rosenbusch* und seiner ganzen Schule, welche in einer Unmenge von Gesteinen die Folgen mechanischer Quetschungen und dadurch bedingter Strukturveränderungen unter dem Mikroskope verfolgt haben und für diese von mir als „mechanische Gesteinsumformung“, von *Baltzer* als „mechanische Metamorphose“ bezeichneten Vorgänge den Ausdruck „Dynamometamorphose“ gebrauchen. Mir scheint dieser letztere Ausdruck nicht präcis genug. Vulkanische Breccienconglomerate sind auch dynamometamorphe Gesteine. Ich würde den engeren Begriff der Stauungsmetamorphose vorziehen. Es sei ferner erinnert an die Arbeiten von *Baltzer* (z. B. wieder diese Beiträge, 24. Lief., S. 173 etc.), *Lehmann*, *Lossen*, *Grubenmann*, *C. Schmidt*, *Alexander Wettstein* (139), *Fellenberg*, an die Resultate der schottischen Geologen, welche auch in vielen, bisher für krystallinische Schiefer gehaltenen

Gesteinen nun gequetschte Eruptivgesteine erkennen, an die Untersuchungen von *H. Reusch* und *Brögger* in *Norwegen*, *Becker*, *Williams* u. A. in *Amerika* und viele andere mehr. Dazu kommen die experimentellen Untersuchungen von *Spring* und endlich die ganz durchschlagenden von *Kick* in *Prag*, welcher z. B. allseitig fest eingeschlossene Marmorwürfel mit Erhaltung ihrer Festigkeit auf ihre halbe ursprüngliche Höhe flach gequetscht hat. *Kick's* Versuche stimmen in allen Theilen überein mit der Theorie der mechanischen Gesteinsumformung, wie ich sie im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ und zum Theil wieder in der Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft 1880 entwickelt habe. Wo die Theorie inneres Zerreißen erfordert, tritt solches ein, wo die theoretisch erkannten Bedingungen für bruchlose Umformung im Versuche erlangt sind, tritt bruchlose Umformung ein. Durch *Kick's* Experimente ist die bruchlose Umformung der Gesteine unter einem Druck, allseitig höher als die rückwirkende Festigkeit, wie ich sie aus den Erscheinungen der Gebirge deducirt habe, bewiesen. (*Kick's* Arbeiten sind noch nicht zusammenhängend publicirt. Ich besitze selbst eine Anzahl seiner experimental deformirten Stücke und verweise vorläufig auf seine Mittheilungen: Technische Blätter, Vierteljahrsschrift des deutschen polyt. Vereins in Böhmen, 1889, S. 165; Zeitschr. des österr. Ingenieur- und Architektenvereines, Jg. 1890, S. 1 etc. und Sitzungsberichte des Vereins für Beförderung des Gewerbefleißes, 1890, S. 11 etc.)

Die mechanische Gesteinsumformung hat sich als eine Thatsache von grosser Tragweite herausgestellt. Die Gebirgsgeologen und die Petrographen rechnen mit derselben. Es dürfte in manchen Gebirgsregionen schwierig sein, ein Gesteinshandstück zu finden, an welchem nicht Spuren der mechanischen Umformung zu erkennen sind. Dass in deren Gefolge sehr oft auch chemische Aenderungen erscheinen, vermehrt ihre Bedeutung. Aber man kann nicht die chemischen annehmen und die mechanischen leugnen.

Selbst wenn die „Glarner Doppelfalte“ ein Irrthum gewesen wäre, hat doch die mechanische Gesteinsumformung sich bestätigt. Uebrigens hatte ich manche Gesichtspunkte über die Gesteinsumformung schon 1867 gewonnen, bevor ich noch die Doppelfalte kannte. Heute muss ich weniger befürchten, dass die mechanische Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung unbeachtet

bleibe, als vielmehr, dass man in dieser Auffassung hie und da zu weit gehe und durch Uebertreibungen zu Unrichtigkeiten gelange.

Weiter will ich nicht auf die *Rothpletz*'sche Arbeit eintreten. Ich habe das Geschehene gegen meine frühere Absicht gethan, gedrängt von einigen Fachgenossen, welche der Ansicht sind, es sei eine „wissenschaftliche Pflicht“, das sachlich Wesentlichste nicht stillschweigend zu übergehen.

E. Gemeinsame Excursionen in die Glarner Doppelfalte.

Auf der anderen Seite gedenke ich mit Freuden dreier mehrtägiger Excursionen, welche ich mit Fachgenossen in das Gebiet der Glarner Doppelfalte auszuführen Gelegenheit hatte. Die erste fand am 9. und 10. September 1882 statt. Es war die erste Excursion, welche die damals neu sich bildende *Schweizerische geologische Gesellschaft* ausführte. In den „Verhandlungen der Schweiz. naturf. Ges.“ (vereinigt in *Linthal* vom 11. bis 13. September 1882) ist ein Protokoll dieser Excursion niedergelegt, welches die beobachteten Thatsachen und die grosse Lagerungsumkehr im Gebiet der Nordfalte constatirt und in keinem Punkte irgend einen Widerspruch mit meinen Angaben aufzuführen weiss. Das Protokoll, von *V. Gilliéron* entworfen, wurde in der nachfolgenden Sitzung verlesen und von den Theilnehmern einstimmig genehmigt. Dieselben waren die Herren: *Renevier* (Lausanne), *Lory* (Grenoble), *Gilliéron* (Basel), *Vilanova* (Madrid), *Stein* (St. Gallen), *Jaccard* (Locle), *Chavannes* (Lausanne), *v. Fellenberg* (Bern), *Vionnet* (Waadt), *Rothpletz* (München), *Mühlberg* (Aarau), *Goll* (Lausanne), *Greppin* (Basel).

Der Widerspruch des Herrn *Rothpletz* kam erst nachher deutlicher zum Vorschein und zum Ausdruck.

Im August 1888 begleitete ich als Führer folgende Fachgenossen durch die Glarner Doppelfalte:

Steinmann (Freiburg), *Andreae* (Heidelberg), *Gerland* (Strassburg), *Futterer* (Heidelberg), *Hergesell* (Strassburg), *Duparc* (Genf), *Du Pasquier* (Neuenburg), *Margerie* (Paris), *Bertrand* (Paris), *S. Roth* (Rosario), *Endriss* (Göppingen).

Wir gingen zuerst an die *Lochseite* bei *Schwanden*, dann von *Linthal* an den *Heustaffel*, an's *Bützistöckli*, *Kalkstöckli*, hinunter nach *Elm*. Am folgenden Tage über den *Segnespass* nach *Flims* und bis *Ilanz*. Darauf über *Brigels*, *Kistenpass* nach *Thierfeld* und *Linthal* zurück. Alle überzeugten sich vollständig von der Existenz der Glarner Doppelfalte und waren nicht wenig überrascht von der Grossartigkeit und Klarheit der hier zu beobachtenden bezüglichen Erscheinungen. Herr Prof. Dr. *G. Steinmann* übermittelte mir sodann einen Brief mit der Bemerkung, dass ich denselben ganz oder theilweise zum Abdruck bringen möchte „als Ausdruck der von allen Theilnehmern gewonnenen Ueberzeugung“. Die die Glarner Doppelfalte betreffende Stelle lautet wie folgt:

„Die Besichtigung der umstrittenen Gegend war für mich ausserordentlich belehrend und anregend. Ich konnte mich von der Richtigkeit Ihrer Auffassung der Lagerungsverhältnisse, insbesondere von dem tertiären Alter der überschobenen Schiefermassen und der stratigraphischen Aequivalenz des Lochseitenkalkes mit dem Hochgebirgskalke der Schweizeralpen durch den Augenschein überzeugen. Wie befremdend dem Neuling die doppelseitige Ueberschiebung beziehungsweise Ueberfaltung der Glarner Flyschmasse durch die älteren Gebirgsglieder anfangs erscheinen mag, so konnte mich doch schon während jener Excursion keine andere Erklärung irgendwie befriedigen. Je mehr ich aber die Schweizeralpen kennen lerne, um so weniger fremdartig erscheinen mir die Lagerungsverhältnisse, die ich in den grossartigen Profilen der Glarnerberge gesehen habe.“

Herr Prof. *Steinmann* ersuchte mich in seiner Eigenschaft als Präsident der Versammlung der *Deutschen geologischen Gesellschaft* in Freiburg im Breisgau, Sommer 1890, im Anschluss an diese Versammlung die Deutsche geologische Gesellschaft durch das Gebiet der Glarner Doppelfalte zu führen. Ich kam dem Wunsche mit Freuden entgegen und übernahm gerne die zwar wegen der grossen Anzahl der Theilnehmer nicht leichte Aufgabe. Nachdem ich an Hand von Reliefs und Profilen erst in den geologischen Sammlungen im Polytechnikum in Zürich ein Bild des Ganzen gegeben hatte, traten wir die Reise an. Die Witterung erzwang eine Veränderung im Programme. Am

Haupttage aber begünstigte uns ein glanzvolles Wetter. Die Theilnehmer waren in alphabetischer Reihenfolge die Herren: *Adams, v. Alberti, Benecke, Bodmer, Beyse, Burkhardt, Credner, Crook, Delebeque, Elbs, Engel, Fächstett, Fraas, Frech, Graëff, E. Geinitz, Holland, Hedinger, Hummel, Johnstrup* (theilweise), *Jentzsch, Kayser, Keilhack, Lenk, Müller, Milch, Osann, Penck, Præschholdt, Rinne, Romberg, Steinmann, Sauer, Stelzner, Schenk, Schmidt, Ulrich, v. Werwecke, Wentzel, Weigand, Zollinger.*

Alle Theilnehmer überzeugten sich vollständig von der Thatsache der enormen Ueberfaltung und waren erstaunt, die hauptsächlichsten Beweise überall so klar und offen vorliegend zu sehen. Niemand vermochte zu einer abweichenden Auffassung zu gelangen, am wenigsten Diejenigen, welche mit der bestimmten Erwartung gekommen waren, ich sei im Irrthum begriffen. Auf dem Gipfel des *Kalkstöckli* gab Prof. *Credner* der Zustimmung zu unserer Auffassung dieser wunderbaren, im Sonnenglanze vor uns liegenden Gegend beredten Ausdruck. Ich antwortete, indem ich das Andenken des Altmeisters *Arnold Escher v. d. Linth* feierte, der zuerst in grossen Zügen die Geologie dieser Gebiete richtig durchschaut hat. An der darauf folgenden Jahresversammlung der schweiz. naturf. Gesellschaft in *Davos* berichtete Prof. *Penck* über die wissenschaftlichen Ergebnisse unserer Excursion (157). *Penck* schliesst mit den Worten:

„Je ne puis m'expliquer ces deux faits principaux que par la théorie de Heim et si, grâce à ce que je n'avais rien trouvé de semblable dans les Alpes orientales, j'étais prédisposé contre les explications de ce savant, aujourd'hui que j'ai visité le double pli glaronais, je ne peux que me déclarer parfaitement d'accord avec les observations de Heim et les conclusions qu'il en a tirées. C'était si je ne fais erreur l'impression de chacun.“

Eine kurze Darstellung der gleichen Excursion und ihrer Resultate hat ferner neuestens *E. Geinitz* (*Rostock*) in der *Leopoldina* XXVII, 1891, Nr. 3—4, veröffentlicht.

Eine Anzahl der competentesten Theilnehmer an dieser Excursion haben sodann über die wissenschaftlich auf derselben constatirten Thatsachen ein Protokoll unter sich vereinbart und mir mit ihren Unterschriften zugestellt. Dasselbe lautet wie folgt:

Protokoll einer gemeinsamen Begehung des Gebietes der Glarner Doppelfalte unter der Leitung von *A. Heim* am 14., 15. und 16. August 1890 im Anschluss an die Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Freiburg i./Br.

1) An der Lochseite unweit Schwanden sieht man Verrucano, der unten grün und flaserig, oben mehr roth und conglomeratisch ist, in fast schwebender Lagerung über steil südfallendem schwarzem Schiefer (Eocän). An der Grenze beider erstreckt sich ein 0,1 bis 1 m. mächtiges Band eines vielfach gefalteten, gekräuselten und gewellten Kalkes, des Lochseitenkalkes, welcher gelegentlich in Gestalt kleiner Säcke in sein Liegendes eingreift. Die Oberfläche des letzteren schmiegt sich der Unterfläche des Lochseitenkalkes unter verworrenen Krümmungen an. Eine sehr deutliche, der unteren Grenze des Verrucano parallele Fuge verläuft theils an der Grenze von Verrucano und Lochseitenkalk, theils mitten in letzterem.

2) Die tief eingeschnittene Tschingelschlucht bietet sammt ihren Verzweigungen Profile dar, welche die concordante Einschaltung dreier über einander folgenden nummulitenführenden Kalkbänke in den Complex der darum zweifellos eocänen schwarzen Schiefer veranschaulichen.

3) Am Hausstocke streichen stark gefaltete schwarze Schiefer mit eingeschalteten Kalkbänken (Eocän) unter der discordanten Ueberlagerung von nahezu horizontal liegendem Lochseitenkalk und Verrucano derart durch, dass beiderseits des Hausstock-Mättlistockgrates, nämlich vom Elmerthale und vom Durnachbachthale, dieselben Falten sichtbar werden.

4) Dieses nur aus der Entfernung gesehene Profil am Hausstocke wiederholt sich genau am Kalkstöckli. Der Gipfel besteht aus rothschiefrigem, vielfach deutlich in der Fallrichtung gestrecktem und senkrecht dazu zerrissenem Verrucano. Darunter erscheint ein gewellter und gekräuselter Kalk, der vollständig jenem der Lochseite gleicht, und als dessen Liegendes tritt discordant schwarzer, steil südfallender Schiefer auf. Demselben ist unmittelbar unter dem Lochseitenkalke am Ostabfalle des Kalkstöckli eine Bank von Nummulitenkalk eingeschaltet, wodurch das eocäne Alter des Complexes der schwarzen Schiefer auch an dieser Stelle unzweifelhaft wird. Wie an der Lochseite, nur in viel grösserem Massstabe, greifen hier Lochseitenkalk und eocäne

Schiefer ineinander ein, so dass der Lochseitenkalk hier bald auf 20 m. Mächtigkeit anschwillt, bald auf Null reducirt wird. Seine obere Fläche bildet die Höhe des Sattels zwischen Kalkstöckli und Hahnenstock. Sie ist völlig eben, fällt sanft gegen NNW und ist stellenweise mit dünnen Lagen von gelbem Dolomit (nach Heim Röthidolomit) überdeckt. Die Trace dieser ebenen Oberfläche des Lochseitenkalkes ist, so weit die Ansicht reicht, im Süden unter dem Hausstocke und Nachbarn, im Norden im Kärpfgebiete und im Osten bis zu den Grauen Hörnern vollkommen deutlich unter dem Verrucano verfolgbar.

5) Südlich vom Hausstocke erblickt man vom Kalkstocke aus die Ansicht folgender Schichtfolge: Oben grünlichen Verrucano in zackigen Felsen aufragend, darunter eine braune Schicht (Dogger), in deren Liegendem sehr mächtiger grauer Kalk (Hochgebirgskalk) erscheint. Unter letzterem treten, und zwar schräg von ihm abgeschnitten, schwarze, steil südfallende Schiefer (Eocän) auf, denen vielfach dicke Kalkbänke (Nummulitenkalke) eingebettet sind. Der unter 2 erwähnte Schiefercomplex der Tschingelschlucht gehört in das Bereich dieser schwarzen Schiefer. Nach Osten gegen die Tschingelhörner nimmt die Mächtigkeit des Hochgebirgskalkes sichtbar ab; unter den Tschingelhörnern sind demselben mächtige und ausgedehnte Keile des liegenden schwarzen Schiefers eingetrieben. Das aus der in Rede stehenden Wand hervorspringende Zwölfihorn zeigt im Profile eine Aufkrümmung des Hochgebirgskalkes sammt seiner Unterlage, die convexe Seite dieser Aufkrümmung kehrt sich gegen Norden.

6) Vom Hahnenstock, 0,7 km. nördlich vom Gipfel des Kalkstöcklis, bis zum 2 km. weiter gegen NW gelegenen Bützistock erstreckt sich ein Grat von Verrucano, dem mehrfach Dolomitpartien eingebettet sind. Am Westfusse des Bützistockes liegt unter dem Verrucano zunächst gelb anwitternder Dolomit (Röthidolomit), darunter rother Schiefer (Quartenschiefer), Quarzit und schwarzer Schiefer (Lias), Echinodermenbreccie und Eisenoolith mit Belemniten (Dogger), gelb gefleckter Kalk mit Belemniten (Schiltkalk), welcher ausgezeichnet linear gestreckt ist und zwar in der Fallrichtung der Grenzfläche zwischen Verrucano und Eocän. Unter dem Schiltkalke taucht grobbankiger, hellgrauer, gleichfalls gestreckter Kalk mit Belemniten (Hochgebirgskalk) auf,

der sich in stattlicher Mächtigkeit (100—200 m.) fortzieht, den Saasberg bildend, während der ganze hängende Complex bis zum Verrucano nur etwa 15 m. Mächtigkeit aufweist. Alle diese Glieder sind untereinander concordant gelagert, und dieselben konnten um das Westeck des Bützistockes herum von dem Nordwestgehänge desselben bis zu dessen Südwestgehänge, also gewiss unter dem Verrucano durchstreichend, verfolgt werden. Weiterhin unter den Südwänden des Bützistockes erscheint über der Heustafelalpe eine dreimalige Wiederholung von Quartenschiefer, Lias, Dogger und Malm in der genannten Reihenfolge von oben nach unten, unmittelbar darunter liegt im liegenden schwarzen Schiefer (Eocän!) eine Bank mit Nummuliten. Fortlaufende Entblössungen bis unter den Kalkstock hin zeigen, wie die reichhaltige Schichtfolge zwischen Verrucano und schwarzem Schiefer am Bützistocke sich zum Lochseitenkalke des Kalkstockes ausdünn.

Im Kärpfgebiete zwischen Sernf- und Linthal liegt also zu unterst ein stark gefalteter durchschnittlich südlich fallender Complex schwarzer Schiefer, dem an zahlreichen Stellen Bänke von Nummulitenkalk concordant eingebettet sind und welchem die Glarner Fischschiefer angehören. Dafür, dass ausser diesen zum Eocän gehörigen Schiefen noch andere auftreten, wurden weder paläontologische noch stratigraphische Anzeichen gefunden.

Discordant über diesem Schiefercomplex und zwar stellenweise dicht über Nummulitenkalkbänken lagert im Kärpfgebiete eine Verrucanoplatte, welche sanft gegen Nord fällt, während die Gipfel südlich von Elm von einer südlich fallenden Platte desselben Gesteins gebildet werden. Die von uns verfolgte Grenze zwischen der nordfallenden Verrucanoplatte und den liegenden steil südfallenden gefalteten Eocänschiefen ist überall scharf entwickelt und landschaftlich ungemein deutlich ausgesprochen. Längs ihr tritt in der Regel ein Band gefalteten und gekräuselten, förmlich gekneteten Kalkes, des Lochseitenkalkes, auf. Dasselbe ist von sehr schwankender Mächtigkeit und in das liegende Eocän stellenweise sackförmig eingetrieben. Am Bützistocke schwillt dieses Band des Lochseitenkalkes an zu einem Complexe von gelbem Dolomit, rothem Schiefer, schwarzem Schiefer und Quarzit, von Echinodermenbreccie und Eisenoolith mit Belemniten, von grauen Belemniten führenden Kalken,

welcher Complex sich durch seine petrographische Beschaffenheit und Fossilführung als die umgekehrte Normalschichtfolge von Röthidolomit, Quartenschiefer, Lias, Dogger, Malm und zwar in stark reducirter Mächtigkeit erweist.

Eine ähnliche umgekehrte Lagerung der Juragebilde zwischen dem liegenden Eocän und dem hängenden Verrucano besitzen augenscheinlich die Bergwände südlich von Elm unter der Südplatte des Verrucano.

Diese Ergebnisse stimmen mit den von *A. Heim* mitgetheilten Beobachtungen völlig überein.

Benecke, Hermann Credner, E. Fraas, Frech, Eugen Geinitz, Græff, Alfred Jentzsch, E. Kayser, Konrad Keilhack, Penck, Steinmann, A. W. Stelzner, L. von Werwecke.

* * *

Dieses Protokoll ist sodann, unter Beigabe einiger Photographien von *Frech*, in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1891 abgedruckt worden.

Für mich lag eine hohe Befriedigung darin, einer so grossen Zahl vorzüglicher Fachgenossen die wunderbaren Glarnerberge zeigen zu können, und ich werde denselben stets dankbar verbunden bleiben für ihre Theilnahme an diesen Excursionen. Vor 12 Jahren gab es nur vier Geologen, die die Glarner Doppelfalte kannten und erkannt hatten, davon aber waren die beiden ersten, *Arnold Escher* und *Theobald*, schon von den Lebenden geschieden. Heute sind es eine grosse Zahl geworden, welche die Glarner Doppelfalte nicht mehr für ein Phantasiegebilde halten, sondern für einen harten unzerstörbaren Stufentritt auf dem Wege der Naturerkenntniss. Und ihre Zahl wird sich noch mehr, denn:

„Einen langen Athem hat die Wahrheit.“

Siebenter Abschnitt.

Das Gotthardmassiv (östlicher Theil).

„Unsere ‚Mechanik der Alpen‘ ist soviel als Nichts,
so lange die Centralmassive unverstanden bleiben.“

Arn. Escher v. d. Linth.

Mit der Erforschung des Gotthardmassives ist es noch ungeschickter ergangen, als mit derjenigen des Aarmassives. Nachdem die älteren Arbeiten bis auf einen gewissen Punkt vorgeschritten waren, wurde die geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000 begonnen. Die Gebiete wurden zur Bearbeitung grösstentheils nach den Kartenblättern vergeben. Das Gotthardmassiv liegt im Schnitt der vier Blätter XIII, XIV, XVIII und XIX. Daran hat zunächst im SW Theile *Gerlach* gearbeitet, und seine auf Blatt XVIII enthaltene Darstellung stammt aus dem Jahre 1865. Durch die Gotthardbahnfrage erhielt der mittlere Theil erhöhtes Interesse. Derselbe wurde nun im Massstab 1 : 50,000 auf Grundlage seiner Untersuchungen von 1864 bis 1866 und 1871 von *K. v. Fritsch* dargestellt und sammt Text 1873 von der geolog. Commission herausgegeben. Diese Arbeit setzt westlich bei der Furka an und reicht östlich bis an das Val Medels. Dann folgt in dem von *Rolle* bearbeiteten Blatt XIX ein kleiner Fetzen Gotthardmassiv mit Text (1881), hierauf ein Stück auf Blatt XIII von *Baltzer* mit Text und Profilen 1888 erschienen. Dazwischen kommen die verschiedenen Publicationen des damaligen Ingenieurgeologen der Gotthardbahn, Dr. *J. M. Stapff*. Ich bin der letzte in der Reihe mit dem östlichen Flügel, den ich besonders 1879 untersucht und 1883, die Untersuchungen ergänzend, begangen habe. Ich gebe das, was

ich geben kann, im vollen Bewusstsein, dass ein gründliches Verständniss dieses merkwürdigen Massives nur dadurch erhalten werden wird, dass nachher ein Beobachter das ganze Gotthardmassiv nochmals durchforscht, um die Beobachtungen zu einer gleichförmigen Vertiefung zu bringen und dann zu einer einheitlichen Auffassung zu gelangen. In meinem Blatt XIV habe ich deshalb auch nicht eine neue Darstellung des centraleren Theiles des Gotthardmassives versucht, ich habe dorthin bloß einzelne Streifzüge unternommen, damit ich um so leichter die Kartirung von *Fritsch* einfach in die Farbzeichensprache von Blatt XIV übersetzen und eintragen konnte. Ueber diesen Theil des Gotthardmassives, der westlich von *Val Medels* liegt, trete ich deshalb auch hier nicht näher ein, sondern befasse mich nur mit dem Theil östlich von *Val Medels*, für dessen Kartirung allein ich verantwortlich bin. Die dankbarste Aufgabe bleibt der Zukunft vorbehalten: Einheitliche Verarbeitung und Darstellung des ganzen Gotthardmassives.

A. Der granitische Kern im östlichen Theile des Gotthardmassives.

Gesteine, ähnlich wie in der Gneiss-Granit-Zone des Aarmassives, kommen im westlichen Theil des Gotthardmassives nach *Baltzer* und *Fritsch* nur in der Gruppe des *Pizzo Rotondo* und in sehr beschränkter Ausdehnung an der *Cacciolaalp* bei *Realp* und im *Val Tremola* vor. Im centralen Theil fehlen sie, sie bleiben in der Tiefe. Ich habe in dieser Beziehung die Beobachtungen von *Fritsch* bestätigt: der Gotthardpass, das Profil von *Unteralp* nach *Val Canaria*, das *Maigeltal* und das *Val Cornera* und *Val Nalps*, sowie *Cadlimo* und *Piora* haben keine Protogine, Granite etc. — ausgenommen hie und da einen euritischen Gangausläufer.

Im *Medelserthal* setzt plötzlich der Protogin ein und zwar von *Alp Scheggia* am *Lukmanier* bis *Acla-Perdatsch* auf fast 5 km. Breite. So steigt er westlich des Medelserthales am *Piz Ganneretsch* nach *Fritsch* bis circa 2700 Meter Meerhöhe. Der Gipfel des *Piz Ganneretsch* aber besteht aus gewöhnlichem Gneiss, und am Westabhange dieses Berges sticht der Protogin

nicht mehr heraus, obschon die Thalsohle des *Val Nalps* dort bloß etwa 2000 m. Meerhöhe hat. Er fällt also offenbar westlich rasch in die Tiefe oder endigt westlich nach Art eines Batholiten. *Fritsch* gibt nichts Näheres an über die Art, wie der Protogin am *Piz Ganneretsch* aufhört, und wie er umlagert und umhüllt ist. Dies zu prüfen, würde sich wohl der Mühe lohnen. Ein Versuch meinerseits wurde durch schlechtes Wetter vereitelt. Vielleicht gelingt es mir später, diese Lücke auszufüllen. Südwestlich der Lukmanierhöhe erscheint der Protogin auch noch am *Scavi*.

Der granitische Kern besteht aber hier noch aus einem wesentlich anderen Gestein, das *Fritsch* in seiner Karte vom Protogin nicht abgetrennt hat. Es beginnt schon im *Medels* und erstreckt sich dann mit dem Protogin nach Osten. Auf unserem Blatt XIV ist dasselbe mit Gn C = Cristallinagneiss bezeichnet. Das *Val Cristallina* durchquert seine grösste Breite. Es ist aber, wie ich immer mehr mich dessen überzeugen konnte, kein Gneiss, sondern ein Granit mit etwelcher Druckschieferung. Da haben wir einen Fall vor uns, der beweist, wie durch Quetschung ursprünglich massige Eruptivgesteine zu „krystallinischen Schiefen“ umgewandelt werden können.

1. Protogin.

Der Protogin des östlichen Gotthardmassives ist meistens grobkörniger, als derjenige des Aarmassives. Er erinnert auf den ersten Blick weit mehr an die Protogine des *Mont Blanc*, besonders des *Val Ferret* und der Südseite des *Mont Blanc*. Seine Orthoklaszwillinge haben bis 2 cm. Durchmesser. Plagioklas bildet kleinere trübe Körner. Der Quarz findet sich oft in grossen ganzen glasigen Körnern oft in fein sandigen oder zuckerkörnigen Partien. Neben grün-schwarzem Biotit erscheint manchmal ein sericitischer Glimmer. Das Gestein ist oft fast völlig massig, aber doch in Bänke abgesondert, häufiger ist es durch und durch unvollkommen schiefrig mit ausgeprägter Linearstreckung, wodurch verrathen wird, dass die jetzige Structur erst nachträglich mechanisch entstanden ist. Nur dann kann eine Schieferung ursprünglich sein, wenn sie nicht mit Linearstreckung verbunden ist (z. B. Zervreilagneiss). Ich habe schon lange die Vermuthung ausgesprochen, die feinkörnige Beschaffenheit der Quarzpartien in den Protoginen und manchen Gneissen sei nicht,

wie einzelne Metamorphiker meinten, ein Rest der ursprünglichen Sandstein-structur, auch nicht ursprünglich, sondern durch Quetschung als innere Zertrümmerung entstanden. Der Protogin vom östlichen Theile des Gotthardmassives scheint dies zu bestätigen, indem der Quarz um so ausgeprägter feinkörnig zertheilt ist, und zugleich die grünlich silberhellen Sericitglimmer sich um so mehr anhäufen, je deutlicher die Druckschieferung und die Linearstreckung ausgebildet sind. Ob wir hier ein Gestein vor uns haben, das vor der mechanischen Deformation als völlig massig gedacht werden soll, wage ich nicht zu entscheiden. Auch wenn wir uns das Gestein als in der Tiefe erstarrt denken, kann ein Theil der Structur Schlieren-, d. h. ächte primäre Fluidalstructur sein. Ganz ausgezeichnet schön massig ist unser Protogin im Hintergrunde von *Val Somvix* entwickelt, wo herrliche Gletscherschliffe ihm aufgedrungen sind und gewaltige Erosionskesselschluchten ihn durchfurchen. Dort ist er oft ohne Sericit, ohne Schieferung und von glasigen ganzen Quarzkörnern, im Handstück ein Eruptivgranit!

Der Hauptstreifen des Protogin geht vom Abhang des *Piz Ganneretsch* durch den nördlichen Ausläufer des *Scopi*. Auf ihm vereinigen sich *Mittlerhein* und *Cristallinabach*. Die Platten stehen durchschnittlich senkrecht. Die Zone hat hier 1400 m. Breite. Hier zwischen *Acla* und *Perdatsch* ist die nördliche Grenzregion zwischen Protogin und der nördlichen Gneisszone gut an der Lukmanierstrasse entblösst.

Sie weist von Nord nach Süd auf:

- 1) Streifiger Gneiss, vertical;
- 2) Glimmerschiefer grau, mehrglimmerig, mit wenig feinzuckerkörnigem Quarz einige Meter;
- 3) Protogin, grobkörnig;
- 4) Gneiss, steil nordfallend, schwache Einlagerung;
- 5) Protogin. Nr. 3 bis 5 sind zusammen ca. 50 m. mächtig;
- 6) Gneiss mit Euritlagergang;
- 7) Glimmerschiefer wie Nr. 2;
- 8) Protoginbreccie mit Quarz verkittet;
- 9) Protogin, anhaltend über 1300 m.

Hier ist eine vollständige Gleichförmigkeit in der Lagerung von Protogin mit Gneissen und Glimmerschiefern vorhanden. Dieselbe erweist sich durchgreifend am Nordrande der Protoginzone. An der *Fuorcla Lavaz*, welche von der *Alp Plattas* nach *Val Lavaz* führt, stehen mit 73° Nordfallen Augengneisse an, welche ohne scharfe Grenze in den südlichen Platten mehr und mehr in unsern Protogin übergehen. Im unteren Theile des *Val Lavaz* traf ich an manchen Stellen schmale Gneissstreifen, im *Val Somvix* eine dichte felsitische Einlagerung von 80° S S O Fall concordant im Protogin.

Die Protoginzone schwankt von *Acla-Perdatsch* über die *Fuorcla Lavaz* durch das *Lavazthal* hinaus bis in den Hintergrund von *Val Somvix* zwischen 600 und 1500 m. Breite.

Ganz anders als dem Nordrande entlang verhält es sich am Ostende im Hintergrund von *Val Somvix*, wo der Protogin nicht mehr bis an die Gräte hinaufreicht. Da endigt er nach oben rundlich scharf abgeschnitten und wird flach discordant von sericitischen und amphibolitischen Gesteinen umhüllt. Aehnlich wird es vielleicht auch am Westende, am *Piz Ganneretsch* sein. Im Uebrigen lehnt sich dem Protogin am Südrande der Cristallina-Granit in concordanter Plattung an.

Eine mit dem genannten Protoginstreifen im obersten Theil des Medelserthales zusammenhängende Protoginmasse bildet die nördlichen Gipfel des *Scopi* (Piz Walatsch). Der Protogin umschliesst hier nach Osten den Cristallinagranit, der mit ihm zusammen den Kern des Massives bildet. Hier am *Scopi* hat also der Protogin eine ungewöhnlich starke Entwicklung. Er reicht südlich mit etwa 60° Nordfallen hinan bis an den Bündnerschiefer, den er 400 m. nördlich des höchsten Gipfels am *Scopigratte* berührt, während am unteren Abhang gegen *Sta. Maria* die beiden noch von etwas Röthidolomit getrennt werden. Dass Protogin und Bündnerschiefer sich direct berühren, ist sonst unerhört und ohne Beispiel in den Centralalpen. Aber es soll nicht lange dauern. Die breite südliche Gneisszone des Gotthardmassives, die am *Scopigipfel* durch den Protogin verdrängt war, stellt sich an dessen Ostabfall gleich wieder ein, so dass am Fusse des *Scopi* in *Val Cristallina* der Protogin schon wieder fast 3 km. nördlich vom Bündnerschiefer zurückgetreten ist und hier zugleich mit diesem südlichen Uebergreifer endigt.

Die ganze auffallend stockförmige Umgrenzung des Protogin am *Scopi* ist einer viel eingehenderen Untersuchung werth, als ich sie bisher durchgeführt habe. Möglicherweise, dass sie über die Genese des Protogines Licht zu verbreiten vermöchte.

2. Cristallina-Granit.

Der Cristallina-Granit hatte von mir vorläufig den Namen Cristallina-Gneiss erhalten, um die typische Localität, nicht aber um eine Theorie zu fixiren. Das Gestein ist im *Val Cristallina* oft völlig massig, fast immer mittelkörnig, niemals porphyrisch grosskörnig wie der Protogin. In massigen Varietäten erkennt man von Auge schwarzen Biotit, glasig-grauen Quarz, weissen Feldspath. Häufiger erscheint Plagioklas, seltener Orthoklas. In den Abänderungen, welche eine deutliche Schieferung zeigen, wird der Quarz sehr feinkörnig, die Glimmerblättchen verwischt verzerrt, der Feldspath mehr grau. Ursprünglich nannte ich das Gestein in meinen Feldnotizen stets Granit, leider liess ich mich dann durch das zonenförmige Auftreten und die in Streichen und Fallen dem Protogin concordante, oft ausgezeichnet deutliche, meistens messbare Plattung und die zwar undeutlichere Schieferung verleiten, es in Karte und Profilen als eine locale Abänderung des Gneisses aufzufassen. Ich bedaure jetzt, dass ich nicht schon damals keck den Cristallina-Gneiss als Granit bezeichnet habe. Er ist ein plagioklasreicher Biotit-Granit, ein Gestein, welches zwischen Granit und Quarz-Glimmerdiorit die Mitte hält. Als accessorischer Bestandtheil fehlt auch die Hornblende nicht. Ich verweise auf *C. Schmidt's* Analyse im Anhang. Auf der Karte Bl. XIV gibt eine fein blau punktirte Linie die Grenze zwischen Cristallina-Granit *Gn C* und dem gewöhnlichen Gneiss *Gn* des Val Ufiern an.

Der Cristallina-Granit bildet eine Linse von 13—14 km. Länge im Streichen des Massives. Das Gestein ist oft völlig massig ausgebildet, manchmal aber von einer Schieferung mit Linearstreckung mehr oder weniger deutlich durchsetzt, welche stets der Längsaxe parallel streicht und mit geringen Schwankungen senkrecht steht. Auch hier wieder verräth Linearstreckung die spätere mechanische Deformation. Die Zusammenpressung, welche diese

Druckschieferung erzeugt hat, war, aus der Stellung derselben zu schliessen, horizontal und von SSO nach NNW gerichtet. Es war also der allgemeine Seitenschub, der die Centralalpen gefaltet hat, welcher zugleich auch diesen Granit schieferte. Die Zone des Cristallina-Granites ist im Westen breiter abgerundet, keilt sich gegen Osten allmäliger spitz aus. Im *Val Cristallina* und im Profil durch den *Piz Cristallina*, 3128 m. (der andere Gipfel, 3175 m., Profil 3, liegt schon im südlichen Gneiss), erreicht sie die grösste Breite mit 2500 m., am *Lavazgletscher* misst sie nur noch 1300 m., nördlich vom *Piz Vial* erreicht sie ihr östliches Ende. Der Cristallina-Granit ist durchweg scharf begrenzt. Keinerlei Uebergänge kommen vor. Er ist ein Ganzes, für sich aus einem Guss entstanden.

Am Ostende ist der Cristallina-Granit völlig umhüllt von Protogin, im Uebrigen läuft er zwischen Protogin auf der Nordseite und Gneiss oder Sericitamphibolitgesteinen auf seiner Südseite. Das Gestein ist zudem leicht wieder zu erkennen. Als erratische Blöcke trifft man den Cristallina-Granit reichlich auf den Terrassen von *Obersaxen*, aber auch hinaus bis an die linksseitigen Gehänge des *Bodenseethales* (ich fand z. B. Blöcke oberhalb *Rorschach* und *Arbon*).

Nicht nur die Granitgneisszone des Gotthardmassives scheint solchen Granit zu enthalten, ich fand auch einige Blöcke des identischen Gesteines im Hintergrunde des *Brunnithales* (Maderanergebiet), in den Moränen des *Brunnigletschers*. Das Anstehende konnte ich dort nicht finden, das Vorkommen ist dort jedenfalls sehr beschränkt. Es ist aber gewiss für den Vergleich der beiden Centralmassive doch von Bedeutung, dass in beiden in der granitischen Centralzone ein ganz identischer Plagioklasgranit vorkommt.

Der gesammte granitische Kern des Gotthardmassives hat im Grundrissbild der Karte eine ähnliche Form, wie der Cristallina-Granit. Der Cristallina-Granit ist nur nördlich und um das Westende herum von einem Protoginstreifen umhüllt. Da, wo diese granitischen Gesteine so unvermittelt im oberen *Medels* einsetzen, nehmen sie zwischen *Scopi* und *Piz Ganneretsch* zusammen über 5000 m. Breite ein, beim *Piz Cristallina* noch 3300 m., am *Lavazgletscher* noch 2000 m., der Protogin ist östlich noch 3 km. weiter

entblösst als der Cristallina-Granit. Die Gesamtlänge des granitischen Kernes, so weit derselbe entblösst ist, misst 17 km. Durchweg befinden wir uns hier auch geometrisch auf der Antiklinale. Protogin wie Cristallina-Granit stehen vielfach senkrecht, oder fallen entweder sehr steil S oder N, während nördlich im Allgemeinen das Südfallen, südlich häufig ein Nordfallen vorherrscht.

3. Euritgänge.

Auch Eurit(Aplit)gänge treten im Gotthardmassiv dieser Regionen ganz ähnlich, aber spärlicher als wie im Aarmassiv auf. Ich traf solche im Randgebiete des Protogin im *Medelserthal*. Sie durchsetzen den Protogin an der *Fuorcla Lavaz*. Mitten im *Val Cristallina* unterhalb der Hütte *Carviel* durchsetzt ein 7 m. mächtiger Euritgang den Cristallina-Granit, der hiermit als älter als die Euriteruptionen erwiesen wird.

B. Die südliche Gneisszone im östlichen Theil des Gotthardmassives.

In meinem Untersuchungsgebiet setzt die südliche Gneisszone an dem mit Gletschern und Schutt bedeckten Ostabhange des *Scopi* ein. Wie dies geschieht, ist nicht näher beobachtet. Sie grenzt im Grunde des *Val Cristallina* nördlich direct an den Cristallina-Granit an. Oben am *Piz Medel* stellt sich dann eine sericitisch-amphibolitische Zone dazwischen, welche nun weiter gegen Osten fortan den granitischen Kern vom südlichen Gneisse trennt. Das vorherrschende Gestein ist hier ein sehr schön ausgebildeter Bänder- oder Streifengneiss mit grossen Quarz- und Feldspathaugen von Orthoklaszwillingen. Die Hauptmenge von Quarz und Feldspath ist in feinkörnigem Gemenge streifig zwischen die zu dunkeln Häuten gehäuften, theils dunkeln, theils sericitischen Glimmer geordnet. Das ganze Gestein hat einen sehr rauhen, ausgeprägten Habitus, den es nur selten verliert. Linearstreckung ist nicht selten. Genau gleiche Gneisse kenne ich aus der Gegend von *Cimaganda* im *Lirothal* (Südseite des *Splügenpasses*, Liromassiv), vom Südabhang des *Kühbodenhorn* im *Silvrettamassiv*. Wird die Streifung etwas feiner, so

gleichen sie ausserdem durchaus manchen Gneissen der nördlichen Zonen des Gotthardmassives z. B. bei *Platta*, *untere Val Maigels*, *Lai de Siarra* etc., solchen des Finsteraarmassives nördlich am *Oberalpsee* oder auch mehr oder weniger dem Erstfeldergneiss, für dessen etwas grober struirte Abänderung ich sie zu halten geneigt bin. Gewiss lässt sich eine noch viel weitere Ausbreitung der Gotthardstreifengneisse (oder Bändergneisse, wie sie v. *Fritsch* nennt) in zahlreichen anderen Massiven nachweisen.

Unsere südliche Zone der Streifengneisse ist in ausgezeichneter Entwicklung schon in der SW-Ecke unseres Blattes im oberen *Val Maigels* und am *Ravetschagrät*, *Piz del Ufiern*, *Piz del Laiblau* vorhanden. Sie wird dann nur kurz durch den Scopi-Protogin unterbrochen, um östlich desselben wieder fortzusetzen. Dort westlich fallen sie alle nördlich ein. Auch noch im *Val Ufiern* nehmen unsere Streifengneisse an der Fächerbildung Theil, indem sie steil nördlich einfallen. Im *Val Camadra* haben sie sich schon durchweg fast senkrecht gestellt. In völlig senkrechten herrlichen Platten begleiten sie concordant den Dolomitzug des *Greinapassthales* an dessen Nordseite, während die Südseite des Thales von den Bündnerschiefern eingenommen wird. Nun aber folgt, zuerst in den oberen, dann auch in den tieferen Schieferplatten, eine sanfte windschiefe Drehung, welche zu immer flacherem südlichem Einfallen überleitet. Im *Piz Vial* (Profil 4) liegt der Streifengneiss schon über den granitischen Kern bis an den Nordabfall des Grates übergreifend. Damit wendet bald auch die Streichrichtung von WSW—ONO nach SW—NO und sogar nach SSW—NNO um. Der Streifengneiss biegt hier etwas um das Ostende des granitischen Kernes herum und verflacht sich, in der Höhe früher als tiefer unten, mehr und mehr zu dessen Ueberdachung. Am *Piz Tgietschen* schmiegt er sich auf der Westseite unter den Verrucano und Röthidolomit mit 30—40° OSO-Fall parallel an. Am Ostabhang geschieht die Ueberdeckung theils discordant. Hier ist die Mächtigkeit des Streifengneisses kaum mehr auf 1000 m. entblösst, ein Theil ist schon tiefer unter der Sedimentdecke verhüllt zurückgeblieben. (Verglichen stets Karte und Profile, ferner Taf. VII, Fig. 3 und 4.) Der Streifengneiss bildet den Gipfel des *Piz Cavel* mit circa 30° Fall SO, setzt dann fort im Nordgehänge des *Val Cavel* und am *Piz Grein*. Bis zum *Val Cavel* war er stets nur von Verrucano und Röthi-

dolomit bedeckt, jetzt aber im *Val Gronda* stellen sich zwischen den Streifengneiss und den Verrucano noch Sericitgesteine ein. Am *Piz Miezdi* folgen auch unter dem Streifengneiss wieder Sericitgesteine. Er endigt hier mit seinem östlichst entblösten Lappen in einer mir nicht deutlich gewordenen Weise von Sericitgesteinen umlagert. Hier aber, wo er endigt, hat er bereits den in der Tiefe gebliebenen granitischen Kern völlig überhüllt, und ist sogar schon über die allgemeine Streichrichtung der nördlichen Gneisszone des Gotthardmassives, dieselbe bedeckend, hinausgekommen. Der Streifengneiss umgibt hier, als das äusserste Glied der krystallinen Schiefer, in rundlicher Wendung die Süd- und Ostflanke vom Ostende des Massives und lässt sich hier vorherrschend concordant von jüngeren Sedimenten umlagern und überlagern. Das ist die Art und Weise, wie eine normale Gewölbefalte z. B. des Jura endigt. Die windschiefe Drehung des Streifengneisscomplexes zeigt den allmäligen Uebergang des Fächerfaltenbaues im mittleren Gotthardmassivtheile in den Bau der normalen senkrechtschenkigen Gewölbefalte in dem Greinagebiete und endlich die normale untertauchende geschwächte Falte am östlichen Ende im *Piz Tgietschen* und *Piz Cavel* sehr deutlich an. Mir fiel auf, dass im Streifengneiss die Linearstreckungen im *Val Maigels* bei Fächerstellung sehr stark ausgeprägt sind, gegen Osten aber allmähig undeutlicher werden. Die mechanische Deformation des Gesteines scheint hier gleichmässig mit der Intensität der Faltung ebenfalls vom Centraltheil gegen Osten abzunehmen.

Aus dem Gebiete der südlichen Gneisszone des Gotthardmassives ist noch einiger Besonderheiten Erwähnung zu thun:

In der Tiefe des *Val Ufiern* folgt ein bedeutender dioritischer Stock vom Streifengneiss und Glimmergneiss umschlossen. Er erscheint da, wo ich den Contact beobachten konnte, concordant zwischen die Gneisse eingelagert. Vielleicht erstreckt er sich noch weiter östlich und westlich, als die Karte angibt. Ungünstige Witterung hat mich in diesem Gebiete an vollständigerer Beobachtung verhindert. (Verglichen mikroskopische Analyse im Anhang.)

Etwas weiter südlich im *Val Ufiern*, östlich neben dem kleinen See von *Lagez*, treffen wir abermals auf einen fast dichten amphibolitischen Streifen von weit beschränkterer Ausdehnung.

Der Gneiss selbst ist in dem Streifen des *Val Ufiern*, welcher im *Val Camadra* als eine südlichere Gabel des Centralmassives unter Röthidolomit und Bündnerschiefer taucht, nicht durchweg als typischer Streifengneiss ausgebildet. Oft ist er sehr glimmerreich und von weniger ausgeprägt streifiger Anordnung. Er gleicht hier mehr den unschönen Abänderungen in der nördlichen Zone des Massives zwischen *Platta* und *Acla* oder auch dem Sella-gneiss am *Gotthardpass*, ist aber durch viele Abänderungen und Einlagerungen doch mit dem Streifengneiss verbunden.

C. Die Gipfelzone des Piz Medel-Gallinario.

Im Thalgrunde von *Val Cristallina* stossen Cristallina-Granit und südliche Streifengneisse unmittelbar zusammen. Am Gipfel des *Piz Ufiern*, noch kräftiger am Gipfel des *Piz Medel*, stellt sich dazwischen erst senkrecht oder steil nordfallend, weiter östlich in immer flacheren Südfall umdrehend, ein dunkelfarbiger, sehr abweichend zusammengesetzter Gesteinszug ein. Derselbe besteht vorherrschend aus einem braunen, rostig anwitternden, feldspath-führenden Biotitglimmerschiefer mit viel glasigem Quarz und verworrener, oft undeutlicher Schieferung, aus Sericit führendem Glimmerschiefer und im südlichen Theile aus Amphibolit. Der letztere ist oft fast ganz massig. An manchen Orten stellen sich in seiner Begleitung Partien ein, welche ich für einen serpentinisirten Gabbro halte. Blöcke dieses letztern hatte ich schon früher im *Cristallinabach*, in den Moränen des *Lavazgletschers*, im *Lavazbach* und im *Rhein*, nahe bei der Einmündung des Somvixerbaches, gefunden. Sie können nur aus dem südlichen Theil dieser Gipfelzone stammen. Im Profil des *Lavazgletschers* beträgt die Gesamtbreite dieser zwischen Cristallinagranit und Streifengneiss eingelagerten Zone etwa 300—400 m.

Vom *Piz Medel* streicht sie durch die Firnmulde des *Lavazgletschers* an den Gipfel des *Piz Valdrous* (auch *Gallinariogebirge* genannt), setzt dann durch die nördliche Ecke des *Piz Vial*, während der letztere Gipfel selbst schon aus dem überbiegenden Streifengneiss des Greinagebietes besteht.

Endlich durchquert diese Gipfelzone des *Piz Medel* das Somvixerthal in seinem Hintergrunde gerade da, wo es sich mit dem alten Thalboden der Greina verbindet (Taf. VII, Fig. 4).

Unter dem Gletscher von *Sutglatzche* sehen wir, dass der Cristallina-Granit schon ausgeblieben ist und unsere Gesteinszone sich nun als discordantes Dach über den Protogin wölbt (Profil 4 und Taf. VII, Fig. 3 und 4). Von hier, dicht dem Protogin aufliegend, stammt das Stück, dessen mikroskopische Analyse im Anhang folgt. Jetzt aber schweift unsere Medel-Gallinariogipfelzone, sich abflachend und zugleich aus WSW—ONO in SW—NO sich wendend, östlich und nördlich hinaus, indem sie zugleich viel mächtiger und mannigfaltiger wird. Sie bleibt stets unter dem typischen Streifengneiss, der seinerseits von Verrucano und Röthidolomit überlagert wird. Sie zieht sich flach wellig durch die grossen Terrassen von *Alp Gargialetsch* unter den Streifengneissgipfeln hinaus und verbindet sich hier mit der Zone der Sericitgneisse und Phyllite am Nordrande des Gotthardmassives. Nirgends ist ein Unterbruch, eine Abgrenzung zu finden. Die Ablenkung in der Streichrichtung ist auch im aufliegenden Verrucano und Bündnerschiefer noch bis über *Lumbrein* hinaus fühlbar. Ich sehe mich genöthigt, als Resultat der Beobachtung anzunehmen:

1) Die Sericitgneiss- und Phyllitzone vom Nordrande des Gotthardmassives überbrückt hier in flach welligem Zuge das Ostende des Gotthardmassives in seiner nördlichen Gneisszone und im granitischen Kern.

2) Diese Sericitgneiss- und Phyllitzone vom Nordrande dringt hier als schmale synclinale Zone noch in das Centralmassiv zwischen granitischem Kern und südlichem Streifengneiss hinein, wodurch hier der letztere vom übrigen Massivtheil abgegabelt wird.

Die Medel-Gallinariogipfelzone wird schon im Hintergrunde von *Somvix*, besonders aber unter dem Gipfel des *Piz Cavel* und im Gebiete der *Gargialetschalpen* weit mächtiger und mannigfaltiger. Leider ist das Gebiet meistens schlecht zu begehen und die Gesteine aussen stark verwittert. Ich beschreibe im Folgenden kurz einige Profile dieses Gesteinszuges mit seinen besonderen

Einlagerungen. Den Grundstock bilden die Sericit führenden Biotitgneisse und Biotitglimmerschiefer. (Stets verglichen Taf. VII, Fig. 3 und 4.)

a) Profil am nördlichen Gipfelgrat des Piz Cavel.

Am *Piz Cavel* treffen wir oben am Gipfel etwa 30° S O Fall, tiefer gegen S O im Thal von *Ramosa* stehen die gleichen Schichten und Schiefer steiler. Hier ist die Verflachung aus den Thalgründen nach dem Gipfel hinauf sehr deutlich. Vom Gipfel über die Nordkante hinunterkletternd treffen wir folgendes merkwürdige Profil:

1) Gipfel des *Piz Cavel* 2944 m. ausgezeichneter Streifengneiss 30° S O fallend.

2) Darunter an einigen Stellen schwache Lagen eines amphibolitischen Gesteines.

3) Darunter concordant von etwa 2820 m. an bis 2714 m. feine seidenglänzende, oft an Verrucano erinnernde Thonglimmerschiefer und mächtige Complexe von grünlich-weissen bis schneeweissen seideglänzenden sericitischen Felsitschiefern. Diese letzteren enthalten in dichter Grundmasse einzelne Quarzkörner, zeigen deutliche Linearstreckung, stellenweise eine Art Fluidalstructur, die durch mechanische Deformation erzeugt, aber auch ursprünglich sein könnte. Die mikroskopische Untersuchung bestimmt dieses Gestein als einen gequetschten Felsitporphyr. Mächtige schneeweisse Quarzadern voll Bergkrystalle durchschwärmen diesen Felsitporphyrchiefer.

4) Unter 2714 m. weisser feiner Sericit-Quarzitschiefer, übergehend in ausgezeichneten weissen Felsitporphyrchiefer. In dichter felsitischer Grundmasse liegen viele 1 bis 2 mm. grosse glasige Quarzkörner und spärlicher weisse Feldspathkörner. Die Schieferungsflächen sind durch lineargestreifte hellgrüne Sericithäutchen oder sericitische Rutschflächen gegeben. Die im Anhang enthaltene mikroskopische Analyse bezieht sich auf eine dieser Stelle entnommene Probe. Dieser untere Felsitporphyrchiefer ist weit weniger fein geschiefert als der höher oben liegende, mit Nr. 3 bezeichnete.

5) Bei ca. 2620 m. treffen wir auf grauen unschön ausgebildeten linear-gestreckten Sericitphyllit und Sericitgneiss. Die von hier gebrachten

Proben könnten nach ihrem Aussehen eben so gut von der Umgebung von *Amstäg* aus dem Aarmassiv stammen. Andere Abänderungen erweisen sich ähnlich denjenigen, welche am *Lavazgletscher* der Gipfelzone *Medel-Gallinario* angehören.

6) An der *Fuorcla Cavel* 2536 m. folgt ein streifiger biotitreicher Gneiss, der am meisten den Gneissen der nördlichen Gotthardmassivzone bei *Platta* oder nördlich des Protogines im *Somvixerthal* und nur in seinen schönsten Abänderungen dem *Erstfelder*gneiss oder gar dem *Greinastreifen*gneiss gleicht.

7) Unter der *Fuorcla Cavel* am Westabhang ist in einem dem vorigen ähnlichen braunen stark lineargestreckten Gneiss, der ausser viel Biotit auch noch etwas Sericit und Muscovit und hie und da ein kleines Quarzitlager enthält, ein ausgezeichnetes kleines Gewölbe sichtbar. Dasselbe gibt der *Fuorcla Cavel* den Character eines Anticlinalsaattels und wendet den SO Fall des *Piz Cavel* auf einige Erstreckung in N Fall um. Nördlich schmiegen sich bald noch andere kleine wellige Schwankungen an. Das Nordfallen ist auch unterhalb der *Fuorcla* gegen das *Somvixerthal* hinab vorherrschend. Nachher zieht unser Gesteinscomplex am Abhang flach nördlich weiter.

b) Profil in der Fronscha (Aufstieg vom Val Somvix nach dem Greinapass).

Nach der Hütte, 1844 m., überschreiten wir bald den zwischen *Piz Cavel* und *Piz Tgietschen* hinabkommenden Bach. Derselbe stürzt in schauerlicher, in den Protogin gegrabener Schlucht zusammen mit dem von der *Greina* kommenden Bache. Dann gelangen wir an die Südgrenze des verticalplattigen Protogines und treffen nun folgendes Gesteinsprofil:

1) Protogin, verticalplattig.

2) Grauer Felsitschiefer, wenig.

3) Streifiger Biotitgneiss, entsprechend dem Gneiss nördlich am Protogin, sehr oft felsitisch, unschön ausgebildet, nicht dem Streifengneiss der *Greina* gleichwerthig. Fall erst 70° SSO, bald flacher, stellenweise bloß 45° SO, dann wieder wechselnd steiler. Einlagerungen von Augengneiss wechseln mit den dichteren Abänderungen ab. Dieser Complex mag 200 m.

bis 300 m. Mächtigkeit haben. Er entspricht nach meiner Ueberzeugung der über den Protogin hinübergebogenen nördlichen Gneisszone, deren Südschenkel er darstellt (Taf. VII, Fig. 3 und 4). Man sieht diese nördlich ansteigenden Gesteine deutlich sich oben immer mehr verflachen und in die Region unter der *Fuorcla Cavel* hinüberstreichen, wo dann die welligen flachen Umbiegungen mit Uebergang in Nordfall kommen. Der Protogin darunter reicht nicht ganz bis zu 2300 m. an den *Piz Cavel* hinauf. Er wird oben von diesen Biotitphylliten und Gneissen bedeckt. Leider gelang es mir nicht, der oberen Protogingrenze lückenlos nachzuklettern. Andererseits, d. h. gegen Westen, setzen diese Gesteine Nr. 3 über das Thal und erscheinen dort in mehr und mehr sich reducirender Mächtigkeit als der nördlichere Theil der Gipfelzone von *Piz Medel-Gallinario*.

4) Bei circa 2200 m. am Wege nach der *Greina* folgt weisser schöner Felsitschiefer mit Hornblende und Chloritgesteinen als Zwischenlagen, 60 bis 100 m.

5) Zäher Amphibolit ganz identisch demjenigen am *Piz Medel* und *Piz Valdraus*, braunroth anwitternd.

6) Ein Schichtencomplex, bestehend aus mehrfachem Wechsel von grauem felsitischem Gneiss, hellem Felsitschiefer und amphibolitischen Gesteinsstreifen.

Der weisse Felsit und Felsitschiefer ist, wie man unmittelbar sieht, die Fortsetzung des Felsitporphyrchiefers am *Piz Cavel*. Er streicht hinab in die Schlucht, setzt noch über den Bach, keilt sich dann aber dort bald aus. Am Ostabfall der *Gallinariogruppe* (*Piz Medel*) finden wir nur noch die braunen Gneisse und die Amphibolite, aber nicht mehr den weissen Felsitporphyrchiefer.

7) Bei ca. 2250 m. am Wege, das ist am Fusse des SW Ausläufers des *Piz Tyietschen*, treffen wir auf etwas Streifengneiss, dann helleren, etwas felsitischen Gneiss und bald auf den anhaltend normalen Streifengneiss des *Greinagebietes* mit erst ca. 50°, dann 40° SO Fall.

Es gelang mir nicht, Anhaltspunkte über das Eruptionsalter des Felsitporphyrs vom *Piz Cavel* zu gewinnen. Gangausläufer und Gänge fand ich nicht; nur intrusionsartige Linsen, concordant zwischen die begleitenden schiefrigen Gesteine eingelagert, es sei denn, dass einzelne der letzteren

als gequetschte Gänge aufgefasst werden müssten. Dr. *Milch* theilt mir soeben mit, dass Trümmerchen des Felsitporphyres vom Piz Cavel im Verrucano von Ilanz vorkommen.

c) Profil in der Hochnische des Sutglatschegletschers.

Wenn man am Ausgang des *Val Lavaz* gegen *Somvix* südlich hinaufsteigt über den herrlichen Protogin, gelangt man oberhalb der Hütte *Sutglatsche Sura* auf ein gar eigenthümliches Gebiet. Ein Gletscherboden und ein kleiner zerrissener Hängegletscher liegt vor uns von steilen Kämmen umgeben. Der Untergrund des Gletscherbodens ist Protogin. Der aufliegende Gletscherschutt aber Biotitgneiss und Glimmerschiefer, Amphibolit und Streifengneiss. Steigt man höher hinauf, so trifft man an die Grenze von Protogin. Man sieht denselben in abgerundeter Gestalt oben scharf begrenzt abschneiden. Der Scheitel des Protogines liegt hier bei 2300 m., genau gleich hoch wie unter dem *Piz Cavel*. Messerscharf begrenzt liegt dieser Wölbung der früher beschriebene feldspathführende quarzreiche braune Biotitschiefer auf (Taf. VII, Fig. 4). An der Bergkante östlich des Gletscherthälchens reicht die Auflagerung nicht nur flach über den Protogin, sondern ein nördlich abfallender Lappen greift über den Protoginscheitel nördlich hinaus. Der höhere Theil der Ueberlagerung besteht aus ähnlichen, oft streifigen, unschön ausgebildeten, oft grau felsitischen Biotitgneissen und im oberen Theile aus Amphiboliten. Diese Gesteine zusammen reichen bis eben über die in der Karte bezeichneten Felsecken von 3017 m. und 2786 m. hinauf. Der Felsitporphyr vom *Piz Cavel* erscheint auch da nochmals in einzelnen weissen plattenförmigen Einlagerungen. Amphibolitstücke, auch einzelne Blöcke des serpentinisirten Gabbro, den wir schon am *Lavazgletscher* gesehen haben, liegen in den Moränen unseres kleinen Hängegletschers; den Cristallinagranit konnte ich hier nicht entblösst finden. Vielleicht steckt noch sein letzter Ausläufer hinter dem Protogin unter der Ueberdeckung. Oben aber an den von dieser Seite fast unzugänglichen Gräten des *Piz Vial*, 3166 m., und *Piz pleunca de Sterls*, 2989 m., sehen wir die überragenden abgebrochenen Schieferköpfe des südlichen Streifengneisses, die die Hauptmasse der Moränen für unsern Hängegletscher liefern.

d) Die Gesteine an der Ostseite des mittleren Val Somvix.

Ich stieg wiederholt an der Ostseite des mittleren *Somvixerthales* herum vom Thalboden über die alten Erosionsterrassen der *Alp Gargialetsch* bis an den *Piz Grein* und *Piz Cavel*. Allein die Orientirung ist hier schwierig, die Entblössungen sind schlecht, die Gesteine vielfach nicht frisch. So viel aber konnte ich constatiren: Unten im Thale von *Valtanegia* bis *Rhun* finden wir mit steilem Nordfall die Gesteine der nördlichen Gneisszone des Gotthardmassives. Oben auf der Terrasse in ganz flacher schwankender Lagerung, bald S O, bald N O fallend, die Gesteine der Profile von *Fronscha* und *Piz Cavel*, und oben an den Gräten aufliegend den ächten Streifengneiss, die verflachte nördlich abgeschweifte Zone der *Greinagneisse* (Taf. VII, Fig. 4).

Ferner lässt sich feststellen, dass die Gesteine der Terrassen von *Alp Gargialetsch* auch ähnliche Anordnung zeigen wie am *Piz Cavel* und in *Fronscha*, nämlich dass im Ganzen sericitische Biotitphyllite und undeutlich ausgebildete Biotitgneisse vorherrschen, im oberen Theil sich zähe Amphibolitlager, oft von streifiger, oft massiger Beschaffenheit einstellen (Abhang des *Piz dil Cugn*, 2677 m.), im mittleren und unteren Theile hell euritische oder felsitporphyrische Einlagerungen häufig sind (*Alp dil Cugn*, *Gargialetsch dado* etc.). Bei der *Alp dil Cugn* stellen sich auch einige Streifen von Augengneiss ein, bei *Gargialetsch dado* erscheint ein Feldspathglimmergestein mit Granat. Graue felsitische Gneisse sind häufig. Flaserige Sericitgesteine nehmen gegen Norden zu.

Ich bin nicht im Stande, eine bestimmte Grenze der flachen Terrassengesteine von *Gargialetsch* gegen die steileren Gneisse in der Thaltiefe zu bezeichnen. Gegen Norden wird unser Gesteinscomplex stets mächtiger. Da finde ich einen Uebergang in die nördliche Sericitgesteinszone des Gotthardmassives. Bald, im Gebiete des oberen *Val Zafragia*, komme ich in die grösste Verlegenheit, wenn ich — wie es leider von der damals stramm festgehaltenen Farbenskala der Karte verlangt wurde — diese Gesteine abtrennen soll vom älteren Verrucano. Ich will damit nicht sagen, dass diese Grenze nicht in der Natur bestehe, wohl aber, dass sie nachträglich, vielleicht durch die Veränderungen der Gesteine hüben und drüben, verwischt worden ist.

Aus den dargestellten Erscheinungen geht hervor (Taf. VII, Fig. 3):

1) Die Gipfelzone *Medel-Gallinario*, die im *Piz Medel* nördlich fällt, macht die windschiefe Drehung der südlichen Gneisszone mit, fällt am *Piz Valdraus* südlich und überwölbt als Decke den scharf abgegrenzten granitischen Kern des Centralmassives an dessen Ostende.

2) Die flache wellige Ueberwölbung spricht sich auch in dem Profil vom *Piz Tgietschen* über *Piz Cavel*, *Fuorcla Cavel* nach dem *Piz Miezdi* aus und ergibt eine Verbindung der Gipfelzone *Medel-Gallinario* über den granitischen Kern und die nördlichen Gneisse mit der Sericitzone am Nordrande des Massives.

3) Die steile centralmassivische Fächerstellung geht also hier am Ostende des Massives in einen Gewölbebau mit flacher Schichtlage auf dem Gewölbescheitel über und taucht in dieser Form östlich unter die concordante Sedimentdecke.

4) Die Gneisszone nördlich des Protogines entspricht wahrscheinlich dem unteren (nördlichen) Theil der Gipfelzone *Medel-Gallinario* und nimmt als solcher an der Ueberwölbung des granitischen Kerns Theil.

5) Von Alp *Gargialetsch* bis *Sutgatsche*, besonders am *Piz Cavel*, nehmen schiefrig gequetschte weisse Felsitporphyre einen grossen Antheil am Aufbau dieser Gesteinszone (in Karte und Profilen nicht besonders verzeichnet, wohl aber in Taf. VII, Fig. 3).

D. Die nördliche Gneisszone im östlichen Theil des Gotthardmassives.

Dem Protogin nördlich angelehnt, mit vorherrschend steil südlichem Einfallen, treffen wir eine gleichförmig ca. 2 km. breite Gneisszone. Das Gestein ist vorherrschend ein grauer streifiger Gneiss, Quarz und Feldspath in feinkörnigem Gemenge, brauner und spärlicher auch weisser oder sericitischer Glimmer in parallelen, nicht flaserigen Häuten geordnet, die Blättchen nicht schön ausgebildet; fast vertical gestellte Linearstreckung fehlt selten. Das Gestein erinnert sehr einerseits an die Erstfeldergneisse des Aarmassives, andererseits an die Streifengneisse der südlichen Zone, unterscheidet sich aber

von beiden durch seine krystallinisch meistens viel unvollkommenere und unschönere Ausbildung und weit weniger brillante Streifentextur. Ich bin sehr geneigt, diese Gesteine bloß als eine unvollkommenere krystallinisch ausgebildete Facies der Erstfelder und der Streifengneisse anzunehmen. Ununterscheidbare Abänderungen sind auf beiden Seiten zu finden. Die Gneisse des *Val Ufern* und des *Val Camadra* sind oft ganz gleich denjenigen von *Platta*, *Medels* und die Gneisse der oberen *Plattasalp* oder des obersten Theiles der *Alp Valesa* werden hie und da so schön streifig wie diejenigen der *Greina*.

Besondere Abänderungen, die als Einlagerungen in der nördlichen Gneisszone auftreten, sind:

Glimmerschiefer, aus Lagen von fein zuckerkörnigem Quarz mit Muscovitglimmerhäuten und hie und da mit Granaten, steht hinter der Kapelle *Platta* in *Medels* mit 88° SSO Fall am Nordrande der Gneisszone an.

Brauner Glimmerschiefer und Felsitschiefer, Einlagerung bei 1796 m. in der *Alp Plattas*.

Uebergänge in Augengneiss, dessen Augen aus Quarz und Feldspathagglomeraten bestehen südlich von *Platta*, oder in Augengneisse mit grossen Feldspathaugen an der Nordseite des *Val Lavaz*.

Im *Val Somvix* enthält der Gneiss und Glimmerschiefer sehr reichlich Quarzitbänke, die von Streifen grossblättrigen Kaliglimmers durchsetzt sind. Die gleiche Erscheinung kommt auch schon, freilich spärlicher, in der nördlichen Sericitzone und hie und da im *Medelsergebiete* vor. Eine Menge von Quarzitgeröllen des Rheines mit Kaliglimmerblättchen, stammen von hier.

Wenn wir solche Glimmerquarzite nun auch am *Piz Miezdi*, 2822 m., und am *Piz Lat*, 2667 m., in der Basis des überlagernden Streifengneisses und der Decke des unterliegenden Complexes der Sericitgesteine treffen, so deutet auch dies wieder auf die Aequivalenz des südlichen Streifengneisses mit der nördlichen Gneisszone hin.

Besonders reichlich beim Aufstieg von *Val Lavaz* nach *Piz Rentiert*, sowie auch am Ostabhange des *Val Somvix* trifft man hie und da weisse, wenig schiefrige Einlagerungen, welche aus einem krystallinisch körnigen Gemenge von feinsandigem Quarz, weissem Feldspath, Kaliglimmer und Sericit, letzterer

oft recht spärlich, bestehen. Da die Schieferung in manchen der mitgenommenen Proben nur durch den Sericit angedeutet ist, möchte man fast ursprünglich massige Gesteine curitischer Natur darin sehen. Gleiche Gesteine traf ich an der *Gargialetschalp* auch noch an Stellen, welche wohl eher schon der Sericitzone zugewiesen werden. *C. Schmidt* spricht ebenfalls von einem Gestein der nördlichen Gneisszone von der *Fuorcla Stavelatsch* nördlich von *Val Lavaz*, das als ein Muscovitgranit zu bezeichnen sei. Gequetschte solche Gesteine und hellfarbige Muscovitgneisse sind freilich vielfach ununterscheidbar.

In Beziehung auf die Lagerungsverhältnisse ist noch einiger Besonderheiten zu gedenken.

An verschiedenen Stellen zeigt sich in der nördlichen Gneisszone sehr deutlich eine Umbiegung der Platten in der Höhe im Sinne einer Wendung zur Ueberwölbung des granitischen Kernes. Im *Stagias de Plattas*, dem Grate zwischen *Alp Plattas* und *Medelserthal*, stehen die Gneisse unten, wie es dem Nordflügel des Fächers entspricht, mit südlichem Einfallen von etwa 70° — 75° an. Die gleichen Platten biegen oben um, werden erst senkrecht und fallen am Grate oben mit 75° — 80° nördlich ab. An der östlichen Thalseite ist die entsprechende Erscheinung zu sehen (Profil 3).

Beim Aufstieg von *Val Lavaz* nach der *Fuorcla de Stavelatsch* trifft man die Gneisse, die hier vertical stehen sollten, um so flacher nördlich einfallend, je höher hinauf man kommt. Und diese Erscheinung hält hinter dem *Piz Valesa* durch bis gegen den *Piz Muraun* an. An einzelnen Stellen habe ich wechselnd unter 60° bis hinab auf bloss 10° Nordfall gemessen (Profil 4). Geht man aber nördlich in die Tiefe der *Alp Valesa* hinab, so stösst man dort wieder in den gleichen Gesteinen auf das normale steil südliche Einfallen.

Am Ostabhang des *Val Somvix* endlich konnte ich keine Grenze finden zwischen dem unten verticalen Gneiss und demjenigen, welcher unter der *Fuorcla Cavel* schwebend wellig liegt.

In der Gruppe des *Piz Valesa* treffen wir noch auf eine sehr auffallende unvermittelte Erscheinung in Gestalt eines mächtigen Complexes sehr fester, streifiger, gebänderter, oft aber auch massiger Amphibolite, welche, von zahllosen kleinen Verwerfungen und Biegungen durchsetzt, dem Gneisse in der Hauptsache discordant wie auf den Schicht-

köpfen übergossen aufsitzen. Auf der Nordseite der *Fuorcla Lavaz* sieht man deutlich, wie die Gneisse im südlichsten Theil unserer Zone absetzen und der Streifenamphibolit über ihre Schichtenköpfe hinausgreift. Seinerseits stösst aber auch der Amphibolit dann ab und vor seinem Ende steigen erst einige Platten Augengneiss und dann der Protogin in die Höhe. Diese Amphibolite greifen nicht in die Protoginzone hinein (Profil 3 und 4), sie sitzen auf wie eine Kappe auf den hier meistens oben in Nordfallen abgeflachten Schichten und Schieferköpfen der Gneisse. An der *Fuorcla Stavelatsch* traf ich in Blöcken sehr sonderbare Breccien eines Eurites in dunkelgrauer dichter Grundmasse von hoher Härte. Ich sah die Bildung für eruptiven Ursprunges an.

Der Amphibolit erstreckt sich nördlich der *Fuorcla de Lavaz* so weit, dass der Gipfel des *Piz Lavaz*, 2937 m., des *Piz Sentieri*, 2952 m., *Piz Cazirauns* oder *Piz Valesa*, 2929 m., und der *Piz Stavelatsch* aus demselben in ihren obersten Theilen gebildet werden. An der *Fuorcla Stavelatsch* erscheint unter dem Amphibolit weisser Muscovitgranit oder Gneiss. Die Schieferung ist da wie dort verworren, unklar, wechselvoll. Der dunkle Amphibolit setzt nicht weiter östlich an den *Piz Rentiert* hinüber. Die enorme dunkle Amphibolitmoräne des *Valesagletschers* ruht schon wieder auf gut ausgebildetem Streifengneisse.

Meine Beobachtungen genügen keineswegs zu einem Verständniss dieser Amphibolitmassen. Die Absicht, dieselben noch einmal genauer zu begehen, konnte nicht zur Ausführung kommen. Am ehesten dachte ich zuerst an einen amphibolitischen Eruptiverguss mit ausgezeichnete Schlierentextur; allein *C. Schmidt* will auf Grundlage einer mikroskopischen Prüfung nicht an Eruptivgebilde denken. Empfehlen wir die Frage künftigen Beobachtern zur Untersuchung.

E. Die nördliche Sericitzone des Gotthardmassives und ihr östlicher Untergang.

K. v. Fritsch trennt eine solche auf seiner Karte nicht ab, sondern bezeichnet die hier zu besprechenden Gesteinsstreifen als Glimmerschiefer und hauptsächlich als Glimmergneisse. Ich will mit dieser Auffassung nicht rechten.

Sie ist petrographisch nicht unrichtig, insofern als Glimmerschiefer und Glimmergneisse ja reichlich vertreten sind. Aber in dieser Zone kommen auch noch viele Sericitgneisse und Sericitphyllite vor, und manche Gesteine, welche ganz denen im Gebiete der Medelserschluft und der unteren Somvixerschluft entsprechen. Es handelt sich hier um einen Schiefercomplex, der geologisch zwischen die streifigen Gneisse und den unteren Verrucano hineingehört und sogar unter Umständen concordant dem Liasbündnerschiefer anliegt, der also, sedimentäre Natur angenommen, jünger ist, als die Streifengneisse.

Im *Val Medel* stossen wir am Südrande des Bündnerschieferzuges südlich von *Curaglia* an einzelnen Stellen auf grünen Verrucanoschiefer, dann auf grünlichen Sericitgneiss. An denselben schliesst sich ein flasriger Sericitgneiss mit Quarzknollen und Feldspathaugen. Das Gestein varirt hier wie anderwärts zwischen Glimmerschiefer, Sericitfelsitschiefer, Sericitgneiss. Die Platten stehen mit 75 bis 80° SO-Fall. In einer Bachrinne nördlich von *Platta* treffen wir einen vielfach gewundenen, geplagten, hellgrünlichen Sericitgneiss in fast senkrechter Stellung.

Der *Piz Muraun* besteht grösstentheils aus hellen Sericitgneissen, die hier ungewöhnlich schön ausgebildet sind. Schneeweisser Feldspath und graue Quarzkörner sind von hell seide- oder silberglänzendem grünem Sericit umwoben. Hie und da bildet sich eine dichte hellgrünliche Grundmasse aus und das Gestein nimmt eine Structur an, welche an die Felsitporphyrtschiefer des *Piz Cavel* erinnert. Wir befinden uns übrigens in entsprechender Zone, wo solche Möglichkeiten vorhanden sind.

Im *Val Somvix* treffen wir fein gefältelten, weichen, hellen Glimmerschiefer, streifigen Sericitgneiss, Glimmergneiss und Glimmerschiefer und grünliche Sericitschiefer, ähnlich denjenigen der Medelserschluft.

Das südliche Einfallen ist im *Val Somvix* bedeutend flacher als im Profil des Medelserthales. Dort massen wir 70 bis 80°, hier im Thalboden bei *Rosadadens* nur noch 30 bis 40° SSO-Fall. Dieser nördliche Gesteinszug des Gotthardmassives zeigt also ein durchaus anderes Verhalten, als z. B. der südliche Streifengneiss. Dort nimmt der Fächerbau, d. h. das Einfallen gegen das Massiv, ab und dreht sich östlich in ein Abfallen vom Massiv.

Hier hingegen wird die Ueberlagerung des Fächers an seinem Nordrande von West nach Osten vorschreitend stärker. Die dem Gotthardmassiv vorliegende Bündnerschiefermulde zeigt dasselbe: Sie steht westlich des *Medelserthales* steil, neigt sich schon an der *Carvera*, noch mehr auf der *Alp Nadils* flacher und lässt sich hier mehr überdecken von den älteren Gesteinen am Massivrande. Der Massivfächer wird im nördlichen Strich des Gotthardmassives gegen Osten mehr und mehr zur nördlich überliegenden Falte (Profil 4, Uebergang in 5). Am ausgeprägtesten wird diese Structur im Gebiete des *Val Zafragia*. (Taf. VII, Fig. 3.)

Der Verrucano, der westlich entweder fehlte oder doch sehr reducirt war, stellt sich hier östlich des *Val Somvix* beiderseits der Bündnerschiefermulde ein, und zwar in seinen oberen conglomeratischen wie in den unteren gneissartigen Bänken. Zur vollständigen Symmetrie der nördlichen Randmulde des Gotthardmassives fehlt nur der Röthidolomit am Südrande des Bündnerschieferstreifens. Auf der Ostseite des *Val Zafragia* hat der Verrucano schon eine gewaltige Entwicklung angenommen. Die Gesteine der sericitischen Nordzone des Gotthardmassives grenzen hier an den Verrucano. Der Verrucano ist sericitisirt, oft sogar in reinen Sericitschiefer wie S von Reichenau umgewandelt. Die Gneisse und Phyllite der Sericitzone sind ebenfalls gequetscht und sericitisirt. Es ist mir unmöglich, die Grenze dieser Gesteine anzugeben. Ich stieg am *Piz Miezdi*, im *Zafragiatobel* auf *Nadils* überall herum, die Gesteinsmannigfaltigkeit ist verwirrend, aber zu einer präzisen Auffassung dieses Gebietes konnte ich nicht gelangen.

Der Uebergang des massenhaften Verrucano im Osten in die sericitischen Centralmassivgesteine im Westen stellt hier der Beobachtung die gleichen Schwierigkeiten in den Weg, wie beim Aarmassiv. Auch hier ist es, als ob die sericitischen Zonen den Verrucano verschluckten, und auch hier ist keine bestimmte Grenze zu finden.

Ich lasse desshalb das Einzelne weg und hebe nur das sicher Constatirte hervor:

1) Von den südlich einfallenden sericitischen Gesteinen des *Val Somvix* zwischen *Rosas* und *Rhun* hinauf nach der *Alp Giargaletsch* ist keine Abgrenzung zu finden. Diese Gesteine verwachsen völlig auf eine noch

nicht näher zu erklärende Art mit der aus der Gipfelzone *Medel-Gallinario* hervorgegangenen flachwelligen Gesteinszone der *Alp Gargialetsch*. (Taf. VII, Fig. 3.)

2) Durch *Val Zafragia* hinauf bis zum Gipfel des *Piz Miezdi* treffen wir folgendes Profil stets 20 bis 50° südöstlich einfallender Gesteine:

a. Sericitgesteine, östlichster Ausläufer des Tavetscherzuges.

b. Unterer Verrucano in mannigfaltigen Abänderungen.

c. Oberer conglomeratischer Verrucano.

d. Röthidolomit.

e. Bündnerschiefer bei *Culm val.*

f. Oberer conglomeratischer Verrucano.

g. Unterer Verrucano oft gneissartig, sericitisch und übergehend in seidenglänzende Thonschiefer und reinen Sericitschiefer (z. B. bei 1900 m. im Schluchtgrunde).

h. Gesteine der Zone von *Alp Gargialetsch*, nämlich dunkle sericitische Thonschiefer, helle Sericitglimmerschiefer, helle Felsit- oder Felsitporphyrchiefer, braune Biotit- und Biotit-Sericitschiefer, Sericitgneisse wie am *Piz Muraun*, einzelne Bänke massiger Amphibolite und chloritische Schiefer etc.

i. Am *Piz Valgronda* (= *Piz Miezdi* 2822 m. der Karte) und Rückgrate des *Zafragiatobels* ächter Greinastreifengneiss.

Daran schliessen sich in stets concordanter Ueberlagerung:

k. Sericitische Gesteine am Abhang östlich der *Alp Grein*.

l. Unterer Verrucano, oberer Verrucano und Röthidolomit der *Lumbreinalp*.

Dieses Profil (Taf. VII, Fig. 3) — man mag über die Abgrenzung von Verrucano und unserer Sericitzone, oder über das Verhältniss dieser zu den Streifengneissen denken wie man will — ist nicht anders zu deuten als dahin, dass man hier zwei nördlich überliegende Falten vor sich hat, die wie zwei Schuppen übereinander gestossen sind. Der Gewölbekern der oberen höheren Falte ist der Streifengneiss, der aus der südlichen Randzone des Gotthardmassives herauswächst, der Gewölbekern der unteren ist der Gesteinscomplex von *Alp Gargialetsch*, der über der nördlichen Gneisszone

sich schärft und zum Theil verdreifacht erscheint. Dann folgt die Mulde der Bündnerschiefer. Der Verrucano wird östlich von *Val Zafragia* so mächtig, weil er, die flachen östlich rasch untersinkenden Gewölbekerne umhüllend und einwickelnd, auch vermehrfacht wird. — Liegt vielleicht gar hierin schon die Wurzel für den Südflügel der Glarner Doppelfalte? Unten am Ausgang von *Val Zafragia* wird der Tavetscher Sericitzug, der, oben ein Muldenzug, hier in seinem nördlichen Schenkel zum Gewölbe geworden ist, flach von Verrucano überdeckt. Damit hängt eine Drehung der Streichrichtung des Verrucano am Ausgang von *Val Zafragia* in SSW—NNO zusammen.

Oestlich sinkt das Centralmassiv offenbar rasch ganz zur Tiefe, wie wir das beurtheilen können an dem östlichen Absinken des einwickelnden Verrucano, Röthidolomites und der Bündnerschiefer, die an der *Lumbraineralp* noch 2400 m. hoch, hinter *Ilanz* aber nicht mehr auf 700 m. stehen.

Das ist ungefähr die Vorstellung, die wir uns über diese Ostausläufer des Gotthardmassives machen können. Leider sind die Gehänge des westlichen *Obersaxen* und des *Val Gronda* zur exacten Beobachtung nicht günstig beschaffen.

Sollte der obige Versuch sich als nicht vollständig richtig erweisen, so bliebe doch Folgendes bestehen: Das Gotthardmassiv taucht an seinem Ostende nicht als ein tektonisch von den Sedimenten unabhängiger Körper zur Tiefe, es verhält sich nicht wie ein activer Eruptivstock, sondern es verfaltet sich in concordanter Lagerung in und unter die Sedimente hinein. Die unnahbare Centralmassivnatur, die in den mittleren Theilen der Massive oft so gegensätzlich erscheint zur Faltung der jüngeren Sedimente, degenerirt hier gegen das Ende hin. Schritt für Schritt kommen die Anzeichen der Faltennatur zur Geltung und vor dem Untertauchen unter die Sedimentbrücke kann es die Faltennatur nicht mehr verbergen — es erscheint als das, was es ist, als ein hochgestauter Faltencomplex der krystallinischen Schiefer, und schliesslich taucht es als nach oben geschlossenes Gewölbe unter die concordant bedeckenden kalkigen Sedimente.

F. Einige Resultate betreffend das Gotthardmassiv.

Das Gotthardmassiv hat im Ganzen von der Gegend von *Aernen* im *Wallis* bis über den *Piz Grein* eine Länge von etwa 76 km. und eine Breite von 10 bis 12 km. in den mittleren Theilen.

Was im Obigen schon als Resultat meiner Beobachtungen im östlichen Theile des Gotthardmassives enthalten ist, will ich nicht wiederholen, sondern hier noch einige andere Gesichtspunkte hervorheben.

Ein Vergleich der Gesteine des Gotthardmassives mit den Gesteinen mir bekannter anderer Centralmassive ergibt, dass thatsächlich die Centralmassive nicht zusammenhangslose Individualitäten sind, wie man dies schon anzunehmen versucht hat. Wir haben hierüber schon bei Gelegenheit des Aarmassives gesprochen. Ich verweise auf S. 126 und 127.

I. Verflachung der Schichtlagen und Gewölbebau am Ostende.

Im Gotthardmassiv treffen wir in unserem Gebiete sehr ausgeprägt die auch für das Aarmassiv hervorgehobene Erscheinung des geringeren Einfallens an den hohen Gräten. Dieselbe geht hier aber viel weiter als dort, sie wird zu einer flachwelligen Ueberwölbung des antiklinalen granitischen Kernes durch die äusseren Gesteinszonen.

Diese letzteren, ursprünglich stark schiefrig ausgebildet, behalten ihre Schieferung auch in horizontal gebogener Lage im Gewölbescheitel in der Hauptsache bei. Der Protoginkern hingegen, ursprünglich vielleicht ganz ohne Schieferung, erhält hier eine schwache verticale Druckschieferung. Dadurch kommt eine Discordanz zu Stande zwischen der verticalen Druckschieferung des Protogines und der durch solche nicht verwischten ursprünglichen Schieferung der gewölbeförmig aufliegenden Gneisse und Glimmerschiefer. Hier also treffen wir innerhalb der krystallinischen Silicatgesteine jene Discordanz, die wir in anderen Massiven gewöhnt sind zwischen den Centralmassivgesteinen und den aufliegenden Kalkbildungen zu finden.

Wie das Aarmassiv ein nördlich überliegender Fächer ist, so wendet sich auch das Gotthardmassiv vom aufrechten Fächer, den es in den mittleren

Theilen darstellt, gegen Osten mehr und mehr zum nördlich überliegenden Fächer und sogar zu nördlich überliegenden Falten. Der Nordrand zeigt da starke Ueberschiebung oder Ueberfaltung, der Südrand normale Abdachung. Das Gotthardmassiv steht in seinem Bau in der Mitte zwischen Aarmassiv und Adulamassiv. Es lässt in seinem östlichen Theil schon bessere Anschmiegung an die Lage der Sedimente erkennen, als jenes. Nirgends sonst konnten wir eine discordante Auflagerung von Verrucano oder Röthidolomit auf den Centralmassivgesteinen finden, als einzig am Ostabhange des oberen *Val Camadra*, während im Aarmassiv dies die Regel ist. Dort werden oft die Sedimente in centralmassivische Stellung geklemmt, hier am Ostende des Gotthardmassives schmiegt sich eher das Centralmassivgestein parallel unter die Sedimente an. Dort wissen wir vielfach nicht, ob wir es im Centralmassiv mit Clivage, oder mit Schichtung oder ursprünglicher Schieferung zu thun haben, hier im Gotthardmassiv tritt diese Frage viel seltener an uns heran. Dort wie hier gabelt sich das Massiv nach Osten, allein keiner der Gabeltheile des Aarmassives zeigt vor dem Untertauchen schon in den krystallinischen Schiefern einfachen ächten Gewölbebau wie das Gotthardmassiv dies theilweise klar erkennen lässt.

Andererseits ist im Gotthardmassiv noch keine Rede von dem einfachen durchgreifenden Gewölbebau der krystallinischen Schiefer, denen sich in tadelloser Concordanz die Sedimente ausnahmslos anschmiegen, wie im Adulamassiv, es ist viel verwickelter gebaut und schwieriger aufzulösen. Die Gesteine des Gotthardmassives haben nachweislich manche Structurveränderung durch Pressung erlitten, diejenigen des Adulamassives sind mit Ausnahme derjenigen am Nordrande ursprünglich und ungequetscht geblieben.

II. Die Eruptivgesteine des Gotthardmassives.

Das Adulamassiv weist in dem von mir untersuchten nördlichen Theile keine Eruptivgesteine auf. Das Gotthardmassiv hat eine Anzahl solcher. Allein auch hier muss wieder constatirt werden, dass die Eruptivgesteine des Massives alle ganz alt sind. Keines reicht in das Carbon oder den Verrucano hinein, noch viel weniger erfährt der Röthidolomit eruptiven Unterbruch.

Den Cristallinagranit und den Protogin traf ich nirgends in gangförmigen Ausläufern. Der Eurit durchsetzt diese Gesteine, aber nicht mehr die Streifengneisse oder die Sericitgesteine. In den letzteren treffen wir neben einigen fraglich eruptiven Amphiboliten die gequetschten weissen Felsitporphyre vom *Piz Cavel*, die durchaus ein Gegenstück zum Windgällenporphyr darstellen nach Beschaffenheit wie nach Alter. Jüngere Eruptivgebilde fehlen in dieser Region der Alpen. Alle diese Eruptivgesteine sind nicht durch die Eruption, sondern durch die Gebirgsfaltung in ihre jetzige Stellung gekommen. Schon die Quetschung, die sie dabei erlitten haben, deutet die passive Rolle an, die sie bei der Stauung der Centralmassive gespielt haben. Auch hier erweist sich das Gotthardmassiv nicht als ein Eruptivgebilde, wenn es auch einige ältere, längst erstarrte, zufällig hier befindliche Eruptivgebilde bei seiner Entstehung mitgeschleppt hat.

III. Fächersystem und Gabelung des Massives.

Auch das Gotthardmassiv stellt offenbar nicht eine einzelne stark abgetragene Gewölbefalte der krystallinischen Schiefer, sondern einen fächerförmigen Faltencomplex dar. *Baltzer* hat dies in den mittleren Profilen schon aus dem Gesteinswechsel erkannt. Gegen Osten tritt noch ein weiteres, schon wiederholt constatirtes Moment hervor, welches sehr beweisend ist: ich meine die mehrfache Gabelung des Massives. Wir treffen dieselbe an folgenden Stellen:

1) Gabelung östlich am Six Madun. Wir haben schon früher auf die Zweitheiligkeit des Tavetschermuldenzuges hingewiesen. Dieselbe setzt in dem noch erhaltenen Massive zwischen *Piz Nurschallas* und *Six Madun* ein. Ein Streifen der Glimmergneisse des Massives trennt sich hier von der Hauptmasse ab und keilt sich zwischen den sich vereinigenden Sericitschiefermassen gegen Osten rasch aus.

2) Gabelung am Lukmanierpass. Am Nordrande der sedimentären Mulde von *Airolo* läuft der Gneiss der Gräte beiderseits des *Val Cadlimo* aus in den *Scaï* und endigt mit dem in der Thaltiefe entblösten Hügel von *Silva secca* bei 1954 m. südlich der *Lukmanierpasshöhe* als eine abgegabelte

Zone, getrennt von der weiter nördlich folgenden Hauptmasse des Massives durch die ausgezeichnete Bündnerschiefer-(Lias-) und Röthidolomitmulde des *Scopigipfels*, die sich von Osten her 5 km. weit in das Centralmassiv hinein zusammenhängend erstreckt, bis sie oben im kleinen Seitenthale, dem *Val Rondadura*, ihr westliches Ende erreicht (Prof. 2). Vielleicht ist es richtig, den Dolomitzug des *Val di Campo* als einen röthidolomitischen Gewölberücken aufzufassen, der der Rückenlinie der hier abgegabelten und von den Bündnerschiefern überdeckten Centralmassivzone entspricht. In diesem Falle können wir die unterirdische Gabelung des Centralmassives vom Untertauchen der südlichen Gabelzone bis nach *Val Camadra*, das ist noch um weitere 8 km. östlich, im Ganzen also auf 13 km. Länge verfolgen.

3) Gabelung im oberen Val Camadra. Im Profile des *Val Camadra* sehen wir, dass das Gotthardmassiv abermals plötzlich im entblössten Theile von Westen nach Osten um fast 3 km. schmaler wird. Der südliche Streifen steigt hoch an der östlichen Thalwand hinauf (Profil 4 und Taf. VII, Fig. 4), aber erreicht die Gipfel nicht mehr, sondern wird von Röthidolomit und Bündnerschiefer überbrückt, nachdem sich die Gneisslagen in einer deutlichen Umkrümmung mit Südfallen nördlich unter die Sedimentdecke etwas eingebogen haben. Oestlich, offenbar allmähig absinkend, bleibt dieser südliche Centralmassivstreifen von diesen Gesteinen bedeckt. Nördlicher aber sinken die Bündnerschiefer in einer Mulde zwischen diese abgegabelte Zone und den Haupttheil des Gotthardmassives ein, welche Mulde an der Westseite des Thalhintergrundes von *Val Camadra* nicht mehr zu sehen ist. Im Thalhintergrunde von *Val Camadra* streicht die Gabelmulde mit ihrer Sohle aus, östlich aber im Greinapass greift sie, wie man aus der Schichtlagerung sieht, stets tiefer hinab und öffnet sich oben fächerig. Unser südliche Gneissstreifen ist unrettbar vom Centralmassive abgetrennt und weiter östlich zugleich abgesunken und überdeckt.

4) Die Spaltung durch die Medel-Gallinario-Gipfelzone am Ostende. Am äussersten Ostende des Gotthardmassives ist es mir nicht gelungen, die Lagerungsverhältnisse vollständig klarzulegen. Eine ausgezeichnete Gabelung ist aber auch hier vorhanden. Eine Amphibolite und gequetschte Felsitporphyre führende sericitische Zone, die sonst den mittleren

Theilen des Gotthardmassives gänzlich fehlt, setzt am Gipfel des *Piz Medel* ein, streicht nördlich unter dem *Piz Vial* hinaus, überdeckt die Protogine im Hintergrunde des *Val Somvix* und zieht sich dann am Ostabhang von *Val Somvix* flach über die Gneisse nördlich hinaus in die nördliche Sericitzone des Gotthardmassives, mit der sie verschmilzt. Dadurch wird das Ostende des Gotthardmassives derart gespalten, dass Cristallinagranit, Protogin und gewöhnlicher Somvixergneiss als nördliche Gabel im Ostabhang des *Val Somvix* endigen. Die südliche Gabel wird von den Streifengneissen der *Greina* gebildet und streicht, stärker gegen N O abgelenkt, weiter östlich durch den *Piz Tgietschen* hinter dem *Piz Cavel* nach *Val Cavel* hinaus, wo auch sie endlich unter die Decke der Sericitgesteine, des Verrucano, der Röthigruppe und der Bündnerschiefer absinkt. Die genaue Gestalt dieses östlichsten Ausläufers konnte ich nicht aufklären. Es scheint, dass derselbe zuletzt im Gipfel des *Piz Grein* und *Piz Miezdi* völlig als liegende Falte nördlich umkippt, indem hier der Streifengneiss, den ich nur als die directe Fortsetzung der Gneisse der *Greina* auffassen kann, flach über Sericitschiefern und diese über Verrucano liegen.

Es ist selbstverständlich, dass die Gabelungen des Gotthardmassives gegen Osten weit mehr im Bau des Massives bedeuten, als jetzt noch sichtbar ist. Die von O N O gegen W S W hineinstreichenden Mulden verlängerten sich viel weiter, sie sind nur durch den Verwitterungsabtrag auf ihre heutige Erscheinung verkürzt, und ebenso streichen auch einzelne Gabeltheile des Centralmassives östlich noch unter der Sedimentdecke fort. Die Gabelungen deuten die ganze tektonische Theilung des Massives bis in grosse Tiefen hinein an. Hier also haben wir ein offenes Ineinandergreifen der Sedimentgebirgsfalten mit den verschiedenen Theilen des Centralmassives, das sehr beweisend ist für den Faltenbau des letzteren. Diese merkwürdige Erscheinung kennen wir in ähnlicher Weise ja auch vom Ostende des Aarmassives. Die beiden Massive sind einander hierin ähnlich.

IV. Alter der Massivfaltung.

Das Alter der centralmassivischen Faltung lässt sich im Gotthardmassive weit weniger direct feststellen, als beim Aarmassive, weil in dieser schon südlicheren Zone der Alpen der Verwitterungsabtrag schon

viel weiter vorgeschritten ist. Vom Jura haben wir hier im Osttheile nur noch die Bündnerschiefer, im Urserenthal noch den Malmkalk im Contact mit dem Massive, eingeklemmt zwischen dasselbe und sein nördliches Nachbar-massiv. Die Kreide und die Eocänbildungen bleiben alle so fern, dass auf ein Zusammengehen der Centralmassivfalten mit diesen Gesteinen nicht geprüft werden kann. Die volle Concordanz der Gotthardmassivgesteine an den Fächerflanken mit Verrucano, Carbon, Röthidolomit, Bündnerschiefer und Malmkalk, sowie der Stauungsmetamorphismus dieser sämtlichen Gebilde beweist, dass diejenige Dislocation, welche das Centralmassiv geschaffen hat, nothwendig jünger ist, als der Bündnerschiefer und der Malmkalk. Eine sichere ursprünglich discordante Auflagerung von Röthidolomit und Bündnerschiefern auf Centralmassivgesteinen ist hier weit schwieriger zu finden, als im Gebiete des Aarmassives. Ich kenne keine solche. Wenn wir nun erstens nördlich des Rheines in den Sedimenten stets nur concordante Auflagerung vom Röthidolomit bis in das Eocäne finden, und zweitens das nahe verwandte Aarmassiv vorherrschend erst posteocän gefaltet worden ist, so ist es wahrscheinlich, dass auch das Gotthardmassiv nicht wesentlich älter ist. Jedenfalls ist sicher:

1) Das Gotthardmassiv ist erst nach der Malmzeit gefaltet worden.

2) Die Gotthardmassivregion war nicht vor der Kreidezeit — wahrscheinlich erst in der Eocänzeit — der Denudation preisgegeben.

Letzteres geht hervor aus der Beschaffenheit der nördlich und südlich vorliegenden Jura-, Kreide- und Eocängesteine, von welchen erst die letzteren nennenswerthe conglomeratistische Bildungen aufweisen.

V. Schätzung des Zusammenschubes.

Für das Aarmassiv haben wir an seinem Ostende durch die viel besser erhaltene gefaltete Sedimentbrücke und ferner in der Ablösung des Massives durch die Glarner Doppelfalte ein Mittel, den Horizontalschub zu schätzen, der in der Massivbildung absorbiert worden ist. Wir haben gesehen, dass die Zone etwa auf die Hälfte ihrer ursprünglichen Breite zusammen-

geschoben worden ist. Im Gotthardmassiv ist dies wegen dem viel stärkeren Abtrag der Sedimentdecke über dem Massiv wie in dessen Verlängerung und sonstigen Unsicherheiten in der Abgrenzung der Gesteine am Ostende, und in der Abwicklung der Bündnerschiefergebirge schwieriger. Wir wissen nicht, wie weit jene zwei liegenden Falten ausholen, in welche hier das Massiv sich auflöst etc. Aber einige Schätzung ist doch möglich. Wenn wir die abgewinkelte gestreckte Breite vergleichen mit der jetzigen Grundrissbreite, so kommen wir für den östlichsten Theil des Gotthardmassives auf eine Relativzahl von ebenfalls wenigstens 2, d. h. ein Gesteinstheilchen am Nordabhang des *Piz Muraun* und ein solches am *Greinapass* waren vor der Stauung zum Centralmassiv wenigstens doppelt so weit von einander entfernt, als jetzt.

VI. Thalbildung und Abwitterung im Gotthardmassiv.

Die Thalbildung im Gebiete des Gotthardmassives zeigt die gewöhnlichen Erscheinungen. Die Längsthäler sind spärlich und unbedeutend (auf Blatt XIV: *Val Lavaz* und *Greinapassthal*, *Val Cadlimo*). Die Querthäler vorherrschend und massgebender (auf Blatt XIV, *Unteralphthal*, *V. Maigels*, *V. Cornera*, *V. Nalps*, *V. Gierm*, *V. Medel*, *V. Cristallina*, *V. Plattas*, *V. Camadra*, *V. Somvix*). In der östlichen Hälfte namentlich finden wir das Gotthardmassiv oftmals von Längsthälern an seinem Rande begleitet.

Totale Durchquerungen hingegen, wie das Reussthäl eine solche für das Aarmassiv ist, finden sich gegenwärtig im Gotthardmassive nicht mehr, es enthält überall eine Wasserscheide, doch waren solche offenbar früher vorhanden. Durch das Thal des *Lukmanierpasses* kam dereinst ein Fluss weiter aus Süden, und ebenso über das *Gotthardpassthal*. Diesen beiden Thälern ist dereinst ihr Oberlauf durch die Ueberhandnahme der südlich abfallenden Thäler abgeschnitten und südlich abgelenkt worden. Sie sind dadurch in Stagnation gerathene und deshalb stehen gebliebene Stücke jener alten Thalwege, welche noch viel früher, in der Miocänzeit, dereinst die Gerölle der Miocännagelfluh aus den südlichsten Alpenzonen in den nördlichen Molassensee gebracht haben mögen.

Das alte Gepräge der Thal-, Berg- und Verwitterungsformen, welches *Rütimeyer* mit vollem Rechte aus dem mittleren Theil des Gotthardgebirges

hervorhebt, findet sich im östlichen Theile lange nicht mehr so deutlich ausgesprochen. Mit Ausnahme des *Greinathales* treffen wir hier weniger auf Stagnation in der Thalbildung, als vielmehr auf frische lebhaft Arbeit in Austiefung und in Nachbrüchen der Gehänge.

Dafür, dass das Gotthardmassiv älter schon denudirt worden ist, als das Aarmassiv, spricht auch die auffallende Thatsache, dass seine Gipfel durchschnittlich viel niedriger sind, als diejenigen des Aarmassives. Die Mehrzahl der vorragendsten Gipfel des Gotthardmassives liegen zwischen 2600 und 3100 m. Ein einziger, der *Piz Medel*, steigt mit 3203 m., also nur wenig über die 3200 m. hinaus. Die Gipfel der sedimentären Ränder sind nicht niedriger (*Scopi* 3200, *Piz Terri* 3151, *Piz Aul* 3124 m. etc.). Im Aarmassiv erheben sich die krystallinischen Gesteine sehr häufig über 3200 m. Sehr viele Gipfel steigen auf 3300 bis 4200, und der höchste, das *Finsteraarhorn*, erreicht 4275 m. Die äusseren Bergformen im Gotthardgebiete sind denn auch lange nicht so grossartig, wie im Aarmassiv, und die Vergletscherung ist viel geringer als dort.

Achter Abschnitt.

Der Bündnerschiefer und das Bündnerschiefergebirge im Gebiete von Blatt XIV.

„Plus cela change, plus c'est la même chose.“
Karr.

A. Uebersicht über den Bündnerschiefer.

Nahe an 900 km² der Grundrissfläche des Gebietes unseres Kartenblattes XIV, das ist über ein Viertel desselben, wird durch die „Bündnerschiefer“ eingenommen. Ausserdem sind sie weitverbreitet auf dem Gebiete des östlich anstossenden, von Theobald bearbeiteten Blattes XV. Sie ziehen sich ohne Unterbruch zwischen den Centralmassiven durch *Piora*, *Bedretto*, *Nufenenpass*, *Griesgletschergebiet* linksseitig des Walliser Rhonethales, dann streichen sie südlich in's *Val Ferret* hinüber und schmiegen sich dem Südrande des *Mont-Blanc-Massives* an. *Studer* nannte sie „graue Schiefer“, *Lory* „chistes gris“ oder „chistes lustrés“. Stets, wo die Lagerung klar ist, liegen sie stratigraphisch über *Verrucano* und *Röthidolomit* und unter dem *Malmkalk*. Der *Röthidolomit* umsäumt die Bündnerschiefer in unserem Gebiete fast durchweg (vergl. Karte, Bl. XIV). Sie stellen im Ganzen einen mächtigen vorherrschend kalkig-thonschiefrigen Schiefer- und Schichtencomplex dar, in welchem dunkelgraue, braune und besonders schwarze Farben überwiegen. Als reichliche Einlagerungen treten innerhalb dieser Masse der grauen Thonschiefer zahllose Abänderungen auf, welche Glieder sind aus den Reihen vom kalkfreien

schwarzen Thonschiefer bis zum Kalkstein oder Sandstein. Ferner erscheinen grüne, selten rothe Schiefer. Alle Abänderungen werden in einzelnen Regionen mehr und mehr krystallinisch umgewandelt, so dass sie in Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Zoisitschiefer und Marmor ganz allmählig übergehen.

Der Bündnerschiefer ist ein Schichtensystem, nicht eine einheitliche Facies. Es enthält verschiedene Gesteinsfacies, freilich stets unter Vorherrschen der kalkig-thonschiefrigen Ausbildung. So viele Abänderungen man auch unterscheiden mag, bleibt es doch unmöglich, den Bündnerschiefer stratigraphisch zu gliedern und diese Gliederung über grössere Strecken durchzuführen. Er erscheint dem aufnehmenden Geologen stets als ein untrennbares Ganzes, das überall leicht von den umgebenden, nicht dazu gehörigen Gesteinen geschieden werden kann. Die Bezeichnung „Bündnerschiefer“ für das Ganze scheint mir den Namen *graue Schiefer*, *chistes lustrés*, *Kalkphyllite* etc. vorzuziehen, weil letztere gesteinsbeschreibend sind und nur für die vorherrschenden, nicht für alle zusammengehörenden Gesteinsabänderungen passen. Die Charakteristik, welche *Studer* in seinem „Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen“ gibt, ist sehr zutreffend.

Das Studium der Bündnerschiefer hat mich vor Jahren zuerst von der Möglichkeit und Wirklichkeit einer krystallinisch metamorphischen Umwandlung ohne Eruptivcontact überzeugt, denn hier sah ich zum ersten Mal, wie ein belemnitenführender, kalkiger Thonschiefer ganz allmählig mehr und mehr krystallinisch wird und Mineralien wie Glimmer, Granat, Hornblende, Zoisit etc., etc., erst nur undeutlich umgrenzt in undeutlichen Knötchen, zuletzt in guten Krystallen, zur Ausbildung gelangen lässt. Auf dem Gebiete unserer Karte treffen wir den ursprünglichen, d. h. wenig metamorphosirten Bündnerschiefer da, wo er sich breit ausdehnen kann und weite Regionen einnimmt, also von *Chur* durch das *Domleschg*, das *Safenthal*, im *Segninagebirge* und im unteren *Lugnetz*. Wo er aber in schmalere Muldenzonen zwischen den Centralmassiven zusammengedrängt wird, da beginnt und mehrt sich die krystallinisch-metamorphische Ausbildung. Dies ist der Fall 1) zwischen Gotthard und Adulamassiv vom oberen *Lugnetz* bis über *Piora* und *Nufenen*; auf unserer Karte

gehören in diese Zone die Gruppen von *Piz Aul*, *Piz Terri* und *Scopi*, und 2) zwischen Adulamassiv und Liromassiv, das ist vom *Bärenhorn* bis *Valserberg* und im *Rheinwaldthale* bis *S. Bernardino*. Weil die Metamorphose der Bündnerschiefer mit der Zusammendrängung und Klemmung zwischen Centralmassive und zwar meistens bei Abwesenheit eruptiven Contactes vor sich geht, muss sie als eine Stauungsmetamorphose bezeichnet werden.

Im grossen Ganzen streichen die Bündnerschiefer wie die Alpen dieser Zonen überhaupt, d. h. gegen NO oder ONO, und sie fallen vorherrschend gegen SO oder SSO ein. Locale Abweichungen kommen um die Ostenden der Centralmassive vor (vergl. Karte und Profile). Clivage ist sehr häufig entwickelt. Bald lässt sich dasselbe von der Schichtung unterscheiden, bald verdeckt oder verwischt es die letztere. Sehr häufig aber ist Clivage annähernd parallel der ursprünglichen Ablagerungsschieferung ausgebildet, so dass es sich zu derselben addirt und deren weite Biegungen mitmacht (z. B. am *Piz Aul*), bei engen Fältelungen aber die Schichtung schneidet. Das Gebiet der Bündnerschiefer stellt im Ganzen eine Region von schiefen, nach Norden übergelegten und deshalb mit den Schenkeln südlich abfallenden Isoklinalfalten dar, das in dieser Anordnung an das Eocäne im *Linththal*, *Sernfthal* und *Calfeusenthale* erinnert. Weite Falten, wie enge Zerknitterungen, die alle zu verfolgen wohl unmöglich sein würde, sind in allen Theilen häufig. Es ist auch nicht möglich, die Mächtigkeit der Bündnerschiefer genauer anzugeben, eben weil sich die Falten nicht vollständig verfolgen und abwickeln lassen. Sie ist aber jedenfalls sehr bedeutend, sie muss wohl 2000 m. weit übertreffen. Wir haben es hier ohne Zweifel mit einer Ablagerung in einem tiefen Oceanbecken zu thun.

Wie die Karte, Bl. XIV, und die zugehörigen Profile zeigen, habe ich die einzelnen Abänderungen des Bündnerschiefers nur in seinen interessanteren Theilen vollständig verfolgt und kartirt; dies sind die südlicheren Gebiete; während ich solche Arbeit, die fast undurchführbar und aussichtslos für die nördlicheren Theile gewesen wäre, nicht im Einzelnen durchgeführt habe. Hier ist dann die allgemeine Farbe mit dem Zeichen *Sg* in Anwendung gekommen.

B. Die Beschaffenheit des Bündnerschiefers.

I. Die unveränderten Bündnerschiefer.

Wir betrachten zuerst die Bündnerschiefer in ihrer ursprünglichen noch unveränderten Gestalt. Die hauptsächlichsten, hier vorkommenden Gesteinsabänderungen sind nach ihrer Quantität geordnet die folgenden:

a) Weitaus vorherrschend, viel mehr als drei Vierteltheile der ganzen Bündnerschieferbildung ausmachend, treffen wir die Gesteine von der chemischen Zusammensetzung der Reihe Thon bis Mergel. In ihrer Structur sind sie grösstentheils schon Kalkphyllite geworden. Sie erscheinen als schwarze und graue kalkfreie, häufiger kalkhaltige und kalkreiche Thonschiefer, Mergelschiefer oder Kalkphyllite.

Oft sind sie, besonders die schwarzen, vollständig glatt und ebenflächig, manchmal zerknittert, gefältelt, uneben, wellig. Die schwarzen, glattschiefrigen Abänderungen sind für einen Theil des Bündnerschiefergebietes unserer Karte mit *Syn* bezeichnet. Farbe und Glanz sind oft völlig graphitisch und diese schwarzen Schiefer sind am häufigsten kalkfrei.

Sehr oft enthalten diese Schiefer auf zahlreichen Schichtfugen 1 bis 30 cm. mächtige Ausscheidungen von Quarz und Kalkspath, ersterer glasig, hellgrau bis weiss, letzterer gelblich. Solche Adern sieht man auch hie und da quer durchlaufen. Sie erscheinen schon von ferne als weisse, knollige, vorragende Streifen im schwarzen Schiefer (*Via Mala* etc.) und machen dessen Fältelungen mit. Ueber dem Dorfe *Splügen* sind querlaufende Quarzsecretionsgänge häufig. Ein ähnlicher, circa 1 m. mächtiger Quarzgang findet sich unterhalb *Summapunt* auf der Schamserseite des grossen *Via Mala*-Riegels. Derselbe liefert eine Menge schöner Quarzkrystalle (oft an den *Via Malabrücken* den Fremden zum Kaufe angeboten). Quarzsecretionsgänge mit Rutil- und Epidotkrystallen finden sich auch im Bündnerschiefer der *Gola di Sosto* bei *Olivone*.

Efflorescenzen von verschiedenen Salzen treten im Bündnerschiefer, besonders in den schwarzen Thonschiefern, häufig auf. Die Genssenjäger kennen dieselben sehr wohl, denn sie werden von den Genssen oft zum Lecken be-

sucht. Am häufigsten sind Eisenvitriol und Alaun vorhanden. Im verwitternden Bündnerschiefer treten, besonders durch seinen Pyritgehalt, vielfach allerlei Zersetzungs Vorgänge ein. Oft ist er ganz durchsetzt von kleinen Limonitknollen, welche die umgebenden Schiefertheilchen auseinandergetrieben haben. Manchmal, wenn man am Rande des von Bündnerschiefer tintenschwarz gefärbten Hinterrheines, z. B. im Pavillon Planta in *Reichenau* zwischen dem Zusammenfluss von Vorderrhein und Hinterrhein, steht, riecht man, dass ganze Wolken von Schwefelwasserstoffgas dem schwarzen Wasser entweichen.

Mit diesen Zersetzungs Vorgängen hängt das Vorkommen zahlreicher und verschiedenartiger Mineralquellen im ganzen Gebiete zusammen (*Peiden, Rothenbrunnen, Passugg* etc.).

b) Häufig stellen sich mergelige Kalksteine und reine Kalksteine mit wechselnden Structuren, also Gesteine von der chemischen Zusammensetzung der Reihe Mergel bis Kalkstein ein.

In oft ziemlich mächtigen Einlagerungen auf weite Erstreckungen vorherrschend, erscheinen ziemlich krystallinische unreine Kalksteine in compacten Bänken. Unter dem *verlorenen Loch* in der *Via Mala* z. B. sind Kalksteine in einem viele Meter mächtigen Complexe dicker Bänke entwickelt und lassen sich beiderseits der Rheinschlucht nördlich ansteigend verfolgen. Gegenüber *Rothenbrunnen* wie im *Segninagebirge* und an manchen anderen Orten treffen wir auf viele Lagen von dunkelbraunen Mergel- und Kalkknollen zwischen den schwarzen Thonschiefern. Aus der Entfernung, bedingt durch die Anwitterungsfarben, sehen die kalkigeren Partien der Bündnerschiefer oft mehr braungrau, die rein thonschiefrigen mehr schwarz, reingrau oder blaugrau graphitisch aus.

Manchmal stellen sich fast oder gar thonfreie Kalksteine ein. Hierher gehören hauptsächlich diejenigen, oft etwas eisenschüssigen Gesteine, welche, rauh und braun anwitternd, inwendig dunkelgrau späthig, im Dünnschliff wie auf frischem Bruch oder angewitterter Fläche sich als Echinodermen- (Crinoiden-) breccien zu erkennen geben. Hie und da sind manche Kalkbänke des Bündnerschiefers völlig gleich den Echinodermenkalken des Lias und des Dogger, wie wir sie südlich am *Walensee* oder im *Bisithalgebiete* finden. Ich kenne solche durchaus lias- und doggergleiche Schichten aus dem

Bündnerschiefergebiete des unteren, besonders rechtsseitigen *Domleschg*, aus der *Plessurschlucht* hinter Chur, noch schöner von der Umgebung der *Solisbrücke* und von *Alvaschein* an der Schynstrasse, ferner vom *Piz Beverin*, von der *Muttner* und *Stürviser Alpe*, aus den Fundamenten der *Safer Rheinbrücke* bei *Versam* und von dem Steilborde des Rhein unterhalb *Bonaduz* und *Rhätziins*, bei der *St. Georgskapelle*. Aber auch graue Kalksteine, erinnernd an den Hochgebirgskalk, freilich meistens etwas thoniger, treten auf, z. B. in der *Schynschlucht* nahe der *Solisbrücke*.

Die kalkigen Theile der Bündnerschiefer, die hier unter b) aufgeführt sind, finden sich in einem Theil der Karte und der Profile mit Farbzeichen und den Buchstaben *Sk* ausgeschieden.

c) Zuweilen werden die Thonschiefer rauh, sandig oder quarzitisch und gehen in dunkelgraue Sandsteinschiefer, Sandsteine oder gar Quarzitschichten über. Einlagerungen von solchen trifft man in der *Nollaschlucht*, an der Nordseite des *Segninagebirges*, am Abhang des *Pizokel* bei Chur, zwischen *Margun* und *Promischur* NW von *Andeer* bis an den *Piz Vizan*, am *Schollengrat* ob *Splügen* etc. Meistens sind es dünne, stets wieder durch Thonschiefer getrennte Lagen. Nicht selten tritt auch in den kalkreichen Partien sandige Beimengung auf. Die quarzitischen Schichten erinnern oft sehr an die Liasquarzite nördlich des Rheines. Auf einem Theil der Karte und Profile sind diese Gesteine durch die Farbzeichen *Sgs* unterschieden.

d) Eine höchst auffällige Erscheinung sind die Einlagerungen von grünem Schiefer (*Sv* der Karte und Profile, besonders Profil Nr. 7, rechts). Dieselben sind in ihrer hellapfel- bis lauchgrünen Farbe oft schon aus grosser Entfernung sichtbar. Sie bilden oft ganz dünne, gewöhnlicher aber auch mehrere Meter dicke Schichten, in der Regel völlig concordant den grauen Schiefen in drei bis sechs und mehr verschiedenen Horizonten im gleichen Profile übereinander eingelagert; die einzelnen Schichten lassen sich oft auf 10 bis 15 km. Erstreckung verfolgen. Selten, wie z. B. bei *Buccarischuna* unterhalb *Vals*, erlangen sie bis zu 300 m. Mächtigkeit und sind in ihrer äusseren Begrenzung dann eher stockförmig. An der *Saltelte-Lücke* am *Piz Aul* erreichen sie wohl 100 m. Allmälige Uebergänge und Mischungen grüner mit grauen Schiefen habe ich nicht beobachtet, vielmehr berühren

sich diese beiden Facies an den Schichtfugen meistens scharf begrenzt und unvermittelt. Dass die grünen Schiefer alle die Biegungen der grauen Schiefer genau mitmachen, ist selbstverständlich.

Im *Domleschg*, im unteren *Safienthal*, im *Segninagebirge* und im unteren *Lugnetz* habe ich keine grünen Bündnerschiefer gefunden, wohl aber sind sie sehr verbreitet in den Umgebungen von *Vals*, im *Rheinwaldthale*, und auch im oberen *Safienthal*. Das sind zwar die Gebiete, in welchen bereits die Metamorphose beginnt, allein weiter drinn im metamorphischen Gebiete, z. B. vom *Piz Terri* gegen *Piora*, fehlen sie wieder. Im *Schamserthal* und *Avers* sind sie spärlich, hingegen im *Oberhalbstein* und im *Arosagebiete* treten nach *Theobald* grüne Schiefer, dort mit Serpentinien verbunden, sehr verbreitet auf. Die Lagerung und Vertheilung der grünen Bündnerschiefer, so wie ich sie aus dem Gebiete von Blatt XIV kenne (vergl. Abschnitt über *Piz Aul* und über *Bärenhorn*), legt zunächst die Auffassung nahe, dass sich die grünen Schiefer, wenigstens grösstentheils, nach Art der Sedimente abgelagert haben. Ihr unvermitteltes Erscheinen deutet aber auf plötzliche zeitweise Veränderung in den Absatzbedingungen hin. Sie sind wohl nach ihrem primären Materiale schon ursprünglich von den grauen Schieferen gänzlich verschieden.

Die chemische und mikroskopische Prüfung erweist diese grünen Schiefer als von eruptivem Materiale gebildet (siehe Anhang).

Der grüne Schiefer besteht durchweg aus Aktinolit (Strahlstein), Epidot oder Zoisit, Chlorit und aus Plagioklas. Der mit *Sv* unter dem Dorfe Somvix in der Karte bezeichnete grüne Schiefer ist anderer Natur. Er reiht sich nach seiner Zusammensetzung und Structur nicht an die grünen Schiefer von Vals, sondern an den Diorit von Rusein an. In den Sericitzen unseres Gebietes und überhaupt ausserhalb des Bündnerschiefers fand sich nirgends ein Gestein von der Zusammensetzung des grünen Bündnerschiefers, wie sie oben angegeben worden ist.

Angesichts dieser Thatsachen gewinnt zuerst der Gedanke an Raum, man habe es in den grünen Bündnerschiefern mit alten submarinen vulkanischen Tuffen zu thun, die als periodische Aschenfälle in das Liasmeer des Bündnerschiefers gefallen seien. Die dünnen, ausgedehnten, concordant eingelagerten Schichten ohne jede Spur von Gangbildung, ohne sichtliche Contact-

erscheinungen, sprechen in diesem Sinne. Die Diorit- und Gabbroeruptionen des Gebietes von *Arosa* und *Oberhalbstein* mögen in ihren Aschenregen das Material zu den grünen Bündnerschiefern der Umgebung von *Vals* geliefert haben. Das ist es ja eben, was alle submarinen Eruptivtuffe kennzeichnet: vulkanisches Material in sedimentärer Lagerung unvermittelt eingeschaltet zwischen andere Sedimente.

Allein die mikroskopische Untersuchung (Anhang) sagt, es sei in diesen Gesteinen nicht Tuffstructur, Schalsteinstructur, sondern ächte Diabasstructur zu finden, welche nur durch Quetschungen verändert sei. Der grüne Bündnerschiefer aus den Umgebungen von *Vals* sei gequetschter eruptiver Diabas, die grünen Schiefer im *Avers* und *Schams* seien bestimmt gequetschte Gabbro. Die Diabase besitzen ja, so wird hervorgehoben, die Eigenthümlichkeit, in Gestalt weit ausgebreiteter dünner Lagergänge schichtförmig aufzutreten und so in der Lagerung Sedimente nachzuahmen. An einzelnen Stellen schwellen übrigens die grünen Schiefer mehr oder weniger stockförmig an, und hie und da, z. B. am *Piz Curver*, erscheinen auch diabasische Mandelsteine und Spilite, die niemals Tuffe sein konnten.

Mir scheint die Frage noch weiterer Prüfung bedürftig. Heute kann doch noch Niemand mit Sicherheit die Möglichkeit verneinen, dass Dislocationsmetamorphose und andere Vorgänge einen submarinen diabasischen Tuff in ein Gestein umwandeln, das auch der Mikroskopiker von gequetschtem Diabase nicht unterscheiden kann.

Sollen alle diese grünen Schiefer Diabase sein, so müsste man an submarine Ströme der Liaszeit oder an ausgedehnte Injectionen des eruptiven Magma auf den Schichtfugen des Bündnerschiefers in einer späteren Periode (Tertiär?) denken. Die Marmorisirung der kalkigen Bündnerschiefer, z. B. nahe *Vals*, dürfte dann zum Theil Contactmetamorphose sein, die nachher von Stauungsmetamorphose gekreuzt worden ist.

e) Eine im Gebiete unserer Karte recht seltene Einlagerung im Bündnerschiefer ist der Serpentin. Wir finden ihn (vergl. Karte und Profil 13 rechts) am Grate südlich des *Piz Curver* (*Schams*). Er ist dort in zwei kleineren Linsen in einen grösseren, flach linsenförmigen, circa 3 km. langen Streifen von grünem Bündnerschiefer eingelagert. Nach *Schmidt* ist das Ganze

eine Diabasmasse, deren Kern serpentinisirt, der äussere Theil in grünen Schiefer umgewandelt worden ist — ich hatte früher vermuthet, der einhüllende grüne Schiefer möchte der Tuffmantel einer serpentinisirten Gabbro-eruption sein.

f) Es gibt eine ganze Anzahl von beschränkteren Zellendolomit- und gelben Rauchwackenvorkommnissen, seltener dichten röthidolomitischen Bänken innerhalb des Bündnerschiefers, welche offenbar als blosser petrographischer Wechsel, dem Bündnerschiefer angehörig, und nicht etwa als durch scharfe Faltung von unten her eingeschleppter Röthidolomit zu deuten sind. Manchmal erscheinen Rauchwacken mehr in Gestalt beschränkter linsenförmiger Einlagerungen im Bündnerschiefer (an der *Solisbrücke* im *Schynpass*, ob *Mutten*, bei *Samest* und *Nasch* im *Via Mala* Gebiet, links des Rheines unterhalb *Pignieu* im Schamserthal¹⁾, bei *Putzalp* ob *Medels*-Rheinwald und bei *Pianatsch* südlich der Passhöhe des *Valserberges*). Hie und da aber sind es ausgedehntere Schichten (Schichtenzug *Chirone-Alp Motterasca* oder *Silgin-Oberkastels-Peiden*²⁾.) In gewissem Sinne können wohl auch die Rauchwacken und Röthidolomite des Gebietes von *Annarosa* (*Schams*) als Facieswechsel innerhalb des Complexes der Bündnerschiefer angesehen werden.

Stets folgt der Bündnerschiefer in seiner Ablagerung auf den normalen zusammenhängenden Röthidolomit, und es liegt wohl nichts Abnormes darin, dass später von Zeit zu Zeit stellenweise eine Art Rückfall in die Bildungsbedingungen des Zellendolomites vorübergehend stattfand. (Verglichen hierüber Abschnitt X D.)

g) Mit dem Zellendolomit zusammen gehen einige Gyps-vorkommnisse, die als Einschlüsse im Bündnerschiefer auftreten. Dahin gehören die kleinen Gypslinsen bei der *Solisbrücke* am *Schyn* und weiterhin die grösseren Lager

¹⁾ Das auf der Karte Bl. XIV rechts des Rheines unterhalb *Pignieu* an der Strasse angegebene Vorkommen von Röthidolomit hat sich durch die durch die Ausbeute als Baustein und Brennkalk ergebnen besseren Aufschlüsse im Jahre 1890 deutlich als nicht anstehend, sondern bloss als eine Gruppe von enormen Blöcken erwiesen.

²⁾ Der Zellendolomitzug *Peiden-Obercastels* hat sich durch spätere Untersuchung in einigen frischen Schluchtanrissen als zusammenhängend bis *Silgin* erkennen lassen, vielleicht setzt er sogar ohne Unterbruch bis nahe *Jusepp* fort. Er ist also viel länger, als ihn unsere Karte angibt.

bei *Tiefenkasten*, ferner der Gyps von *Nasch*, *Taspin*, *Neza* und der *Saluxer Alp*, sämtlich in der SO-Ecke unseres Blattes XIV gelegen. Ferner zählt hierher ein Gypsvorkommniss zu oberst in *Annarosa* zwischen *Gelbhorn* und *Grauhörnern*, sowie der Gyps von *Peiden* im *Lugnetz*. Gyps ist gewissermassen hier stets ein zufälliger Begleiter des Zellendolomites, ein Nebenproduct seiner Bildung. Das Vorkommen von Gypslinsen im Bündnerschiefer ist auch nirgends isolirt, sondern stets mit Zellendolomit verknüpft.

II. Der metamorphe Bündnerschiefer.

Die metamorphischen Abänderungen der Bündnerschiefer hängen in ihrer Ausbildung ab 1) vom ursprünglichen Material, 2) von der Intensität der Metamorphose, die sich daran vollzogen hat. Die Zahl der Gesteinsvarietäten, die daraus hervorgehen, ist unendlich gross; manche sind durch Uebergänge mit einander verbunden und bilden Serien. In einzelnen Profilen erscheinen die verschiedensten Abänderungen Schicht für Schicht scharf von einander getrennt in zahlreichen Wiederholungen über einander. Die hauptsächlichsten Typen oder Reihen sind die folgenden:

a) Gruppe des Glimmer-Bündnerschiefer. In den schwarzen Thonschiefern und den Mergelschiefern stellt sich mehr und mehr weisser, seltener brauner Glimmer ein, zunächst in so feinen Blättchen, dass der Schiefer noch homogen grau, aber stark schillernd wird. Die Glimmerblättchen mehren sich, werden makroskopisch, das Gestein geht in einen hellen häutigen, manchmal kalkigen, Thonglimmerschiefer über, der manchmal fast weiss oder gelbweiss wird und den man im Handstück für einen cambrischen oder archaischen Glimmerphyllit oder Kalkglimmerschiefer halten könnte (Glimmer-Bündnerschiefer *Sg gl* der Karte und der Profile). Vorzügliche Beispiele solcher Ausbildungsweise treffen wir in *Vals Campo* beiderseits des Thales. Diese Glimmer-Bündnerschiefer begleiten die Nordränder des Adulamassives, sind aber von dessen ächten Glimmerschiefern und Gneissen häufig durch den normalen Röthidolomit getrennt. Am *Piz Aul* treffen wir einige Schieferstreifen in dieser hochglimmerigen Ausbildung.

In der *Gola di Sosto* sind solche glimmerreiche Kalkphyllite mit starken Fältelungen reichlich verbreitet. Sie enthalten oft mächtige Knauer von

Quarz und grobkrystallinem Kalk. Die Zone der schwarzen Schiefer zwischen *Vrin* und *Piz Aul* (Querprofil im unteren *Val Seranastga*, Profil Nr. 7) wird am *Piz Terri* und *Piz Alpettas* stark schillernd, im *Val Luzzone* hellfarbiger, südlich bis *Scaradra sotto* grünlich, ganz glimmerig, ein hie und da kalkiger dünnstiefziger Glimmerschiefer. Ganz ähnlich wie oft hier sind die Bündnerschiefer im *Ganterthal* (Simplonprofil) entwickelt.

Ein noch weiterer Grad der Umwandlung gibt sich darin zu erkennen, dass in den eben beschriebenen Glimmer-Bündnerschiefern sich Hornblende-büschel, Zoisit oder Granaten einstellen. Wir erhalten kalkführende Zoisit-, Granat- und Amphibol-Glimmerschiefer. In diesem Zustande, zugleich mit ganz erstaunlichen endlosen Fältelungen, treffen wir die Schieferzone des *Piz Terri* und *Val Luzzone* weiter westlich am *Sosto*, besonders in der Tiefe in der Schlucht (*Gola di Sosto*), welche von der oberen Thalstufe, dem *Val Camadra*, hinabführt nach der tieferen Thalstufe, dem *Val Blenio*. Diese Gesteine werden gegen Westen (*Val Canaria*, *Oberbedretto* etc.) noch voller krystallinisch, die Granaten, schön ausgebildet, erlangen bis über 1 cm. Durchmesser und die Hornblenden treten in grossen garbenförmigen Büscheln auf. Nur der directe geognostische Verband konnte mich davon überzeugen, dass auch diese Glimmerschiefer Bündnerschiefer sind.

Die glänzendsten Glimmerschiefer, in welchen die neu ausgebildeten Glimmer oft quer zur Gesteinsschieferung stehen, sind die silberweissen bis dunkelgrünlichen, welche ebenfalls den Zonen der Thonschiefer und Mergelschiefer angehören. Sie sind vollkrystallinisch und bestehen aus Disthen, Zoisit, Quarz, Magnesiumglimmer und Kalkglimmer (Margarit). In dicht gefältelter Ausbildung treffen wir sie in einigen Streifen in der *Gola di Sosto*, dann an der *Lukmanierstrasse ob Olivone* und in *Val Piora* und *Val Canaria* bis *Nufenen*. Eine Probe derselben von der *Lukmanierstrasse* bezeichnet *Schmidt* als „dünnstiefziger Glimmerphyllit, bestehend aus grossblättrigem dunkelgrünem Meroxen, feinschuppigem Margarit, aus Disthen und Zoisit“. Meist sind diese Schiefer sehr quarzarm, oder der Quarz bildet knollenförmige Einlagerungen (nachträglich infiltrirt). Einige Varietäten enthalten auch Granaten. Die Entwicklung dieser Gesteine aus den Mergelschiefern lässt sich genau verfolgen.

b) Die Knotenschiefer. Der nördlichere Streifen der schwarzen Bündnerschiefer hingegen, welcher von *Obersaxen* nach *Lumbrin* und von da über die *Greina* streicht, dann ein Stück südlich setzt, *Val Camadra* durchquert, die Gehänge des *Lago Retico* und den *Scopi* bildet, bringt es nicht ganz so weit. Die schwarzen Schiefer bleiben zum Theil als solche, zum Theil werden sie stark schillernd und knotig. Die Knoten wittern an der Oberfläche heraus, sie sind theils linsen-, theils leistenförmig, und erweisen sich nach *Schmidt* in beiden Fällen als Zoisit. Makroskopisch ist in diesen sehr charakteristischen, schwarz oder stahlgrau schillernden Knotenschiefern zu erkennen Strahlstein, Granat, Quarz, zwei Glimmer; mikroskopisch überdies Disthen, Epidot, Zoisit, Staurolith, Rutil, Turmalin, Zirkon, Magnetit, Graphitoid. Und gerade diese Knotenschiefer sind an vielen Stellen, so nördlich in der *Alp Motterasco*, im *Val Camadra* bei *Daigra*, am Abhang südlich des *Lago Retico* und des *Scopi* reich an in Form und Structur von der Spitze bis zur Alveole schön erhaltenen, zu weissem Marmor gewordenen Belemniten. An der *Ganna nera* am Südabhang des *Scopi* habe ich sie zu Hunderten ausbeuten und sammeln lassen. Dieser gleiche Schieferzug setzt in das *Val Piora* und an den *Nufenenpass* hinüber, stets als schwarz schillernder Knotenschiefer.

Die charakteristischen, schwarzen oder stahlgrauen schillernden Knotenschiefer erscheinen auch, freilich spärlicher, im *Val Luzzzone*, gehen von da durch den *Piz Alpettas* und streichen durch die *Scherbodenalp* und am *Schwarzhorn* über den Grat des *Piz Aul*. Auf der Linie unseres Profils Nr. 5 treffen wir die Zoisitknotenschiefer vom Typus des *Scopi* in drei Zonen, und zwar:

α. mit Belemniten in der Ecke im nördlichen Hintergrunde der *Alp Motterasco* gegen die *Greina* hin (nördlich unter *Piz Güda*, Profil 5);

β. im Gipfelstrich des *Piz Terri* mit Belemniten;

γ. im Streichen südlich des *Piz Alpettas*.

Manche glatte, schillernde, schwarze und stahlgraue Schiefer, die oft mit den Knotenschiefern abwechseln, stimmen mit den Glimmer-Bündnerschiefern überein bis auf ihren grossen Gehalt an Graphitoid, der ihnen die dunkle Farbe gibt.

c) Hornfelsartige Granat-Zoisit-Gesteine sind sehr gut entwickelt in dem Streifen von der *Lukmanierstrasse* oberhalb Olivone gegen das damit ungefähr parallel laufende *Val di Campo* und in *Val Piora*. Das Gestein ist hier schwarz, klingelhart, die kalkreichen Granaten dunkelroth und durchscheinend. Es ist aus einem kalkärmeren Schichtenzug hervorgegangen und unterscheidet sich von andern Varietäten durch das Zurücktretten der Glimmer. Im *Val Canaria* erscheint das gleiche Gestein in hellen Modificationen, indem dort streifenweise das färbende Graphitoid fehlt. Kleine weisse Marmorschmitzen, welche längs der *Lukmanierstrasse* oft in diesem Fels auftreten, erkennt derjenige, welcher alle Uebergänge dieser Gesteine beobachtet hat, unbedenklich als verquetschte und umkrystallisirte Belemniten, so wenig organisch sie an und für sich allein im einzelnen Falle aussehen mögen.

d) Strahlsteinquarzit und Albitgneiss. Südlich der Knotenschiefer am Abhang südlich des *Lago Retico* schliesst sich an dieselben eine weithin sichtbare weissliche Quarzitbank an, begleitet von hell holzfarbigen Schiefern. Dieselbe beginnt schon südlich des *Piz Corroi* im nördlichen Gebiet des *Val Luzzzone*, streicht quer über *Val Camadra* und bis an die *Ganna nera* (Südseite des *Scopi*). Diese Quarzitbank ist auf unserer Karte und in den Profilen mit der Farbbezeichnung *Sgs* angedeutet, weil sie offenbar einer Sandsteinbank entspricht. Allein der weisse Quarzit ist hier in der metamorphischen Zone durchsetzt von schönem Strahlstein, es ist ein Strahlsteinquarzit geworden.

Bei *Lunschania* im *Petersthal* steht in einer einige Meter mächtigen Schicht ein weisser bis hellbrauner, gneissartiger Quarzitschiefer an. Er streicht durch das Gebirge des *Piz Aul*, schneidet bei *Pardatsch* den *Vaneschabach* und geht am Nordfuss des *Piz Terri* hinüber bis in's *Val Luzzzone*. Auf Karte und Profilen ist er ebenfalls mit *Sgs* bezeichnet. Stellenweise erscheint dies Gestein als Quarzitsandstein oder gar als Sandstein. An vielen Stellen aber haben sich in Menge Glimmer (Muscovit und spärlicher auch Biotit) darin ausgebildet. Sogar Albit (ohne Zwillingsstreifung) erscheint in Masse. Dadurch nimmt dieses Gestein, so besonders am Ostabhang des *Piz Aul* bis in das Thal hinab, durchaus die Beschaffenheit eines linear gestreckten Gneisses an. Staunend sieht man eine dünne helle,

äusserlich an den Sellagneiss erinnernde Schicht von Albit-Muscovitgneiss concordant eingelagert einem Complex von Bündnerschiefern und mit denselben aus dem tiefen Thalgrunde fast vertical emporsteigen bis in die hohe Gipfelregion und durch dieselbe hindurch. Die genauere Prüfung erweist dies Gestein als einen veränderten Quarzitsandstein, hier nicht durch eingelagerte Hornblende wie im *Val di Campo*, wohl aber durch Neubildung von Glimmer und albitischem Feldspath ausgezeichnet. Hier habe ich mich zum ersten Mal davon überzeugt, dass ein dem Gneiss der krystallinischen Schiefer im Handstück fast identisches Gestein durch Stauungsmetamorphose aus einem jüngeren Sedimentgesteine ausnahmsweise entstehen kann. Von dem Schlusse aber, die Gneisse seien alle so aus Sedimenten entstanden, bleibe ich meinerseits noch immer weit entfernt.

e) Marmore. Von hervorragender Schönheit sind die Gesteine, welche durch Umbildung von den kalkreichen Zonen des Bündnerschiefers entstanden sind. Der Kalk ist durchweg krystallinisch körnig geworden. In manchen Streifen bleibt er noch schwarz oder grau, voll Graphitoid. Je mehr wir aber zwischen die Centralmassive hinein kommen, desto heller wird er, und schliesslich erhalten wir Züge von blendend weissem Marmor. Die unreineren Kalklager wandeln sich um in von Glimmer und glimmerigen meist zugleich linear gestreckten Thonschieferhäuten durchzogenen körnigen Kalk, oder in Cipolline, ähnlich demjenigen von der Altkirche *Andermatt*.

Weissen Marmor des Bündnerschiefers — nicht zu verwechseln mit demjenigen der alten ächten, krystallinischen Schiefer — treffen wir in unserem Untersuchungsgebiete an der *Stürviser Alp* (südlich ob *Solis-Schyn*), dann in einer sehr schönen körnigen Abänderung mit gutem „Carnicino“, leider zu dünnplattig zur technischen oder künstlerischen Verwendung, in mehreren starken Schichtcomplexen an der Wand, welche vom *Valserberg* gegen das Dorf *Nufenen* im *Rheinwaldthale* hinabzieht. Er erscheint bei *Vals Campo*, rechte Thalseite. Bei *Buccarischuna* im *Petersthal* wurde bis vor wenigen Jahren der weisse Marmor ausgebeutet. Hier enthält er tiefgrüne, malachitische Streifen und Kupferkieskryställchen. Von da erstreckt er sich noch ein Stück weit östlich hinein, zieht dann aber westlich durch den *Piz Aul*. Oben im *Seranastgathale* finden sich in den Cipollinen

noch erkenntliche, wenn auch wenig deutliche Belemniten. Hier enthält der grobkrySTALLINE Marmor grosse grüne Muscovitblättchen. Hinter *Vanescha* gehören diesem Zuge die Gryphäenlager an. Er setzt fort südlich vom *Piz Terri* über *Piz Alpettas* durch *Val Luzzone* und südlich hinter dem *Sosto* durch nach *Olivone* hinab.

Die Umwandlung der Kalksteine in Marmor ist wohl von allen solchen Stauungsmetamorphosen die am häufigsten klar nachzuweisende. Es sei beispielsweise nur erinnert an die Berner-Oberländermarmore, die Marmorisierung der Kalksteine im Mittelschenkel der Glarner Doppelfalte, an die marmorisierten Kalksteine in den eng gequetschten Mulden von *Urseren* oder *Gadmen*, an diejenigen im Bündnerschiefer des Wallis, bei *Sembracher* oder bei *Courmayeur* an den Südflanken des Mont Blanc-Massives etc. etc. oder gar an die Marmore der apuanischen Alpen. Sogar der Röthidolomit, der sonst sehr stabil und unveränderlich ist, muss der Marmorisierung schliesslich verfallen. Wir haben dies am *Ringelspitz* und *Flimserstein* gesehen, und auch der Röthidolomit im *Val die Campo* und im *Piorage*gebiete ist hie und da marmorisirt.

Manche Marmore des Bündnerschiefers im Gebiete des *Piz Aul* oder des *Val Luzzone*, sowie im *Hinterrheintale* erinnern an den Anwitterungsflächen sofort an die Echinodermenbreccien, aus denen sie oft hervorgegangen sind. Auch das mikroskopische Bild schwankt zwischen einem ächten Marmor und einer Echinodermenbreccie. *C. Schmidt* hat unter den grauen Marmoren der Bündnerschiefer des Scopi Gesteine gefunden, in welchen Echinodermenstructur sich noch erkennen lässt, die Substanz aber der Echinodermengitter ist nicht mehr Kalk, sondern Magnetit und sogar Zoisit geworden — Pseudomorphosen von Magnetit oder Zoisit nach Echinodermenkalksteinen!

Der Habitus der Marmore, welche durch Contactmetamorphose am Rande von Eruptivgesteinen entstanden sind, ist ein wesentlich anderer, als derjenige der stauungsmetamorphischen Marmore der Alpen. Die Streckungserscheinungen fehlen bei den rein contactmetamorphischen Marmoren, ihre Structur ist viel ungleichartiger, und schwarmweise treten darin ungewöhnliche Mineralien und neugebildete Kalksilicate auf, die nur durch Zufuhr neuer, der Eruption eigenthümlicher Stoffe entstehen konnten. Dies alles trifft bei den Marmoren der Bündnerschiefer nicht zu. Auch entspricht die Art ihrer Ausbreitung durchaus

nicht der Contactmetamorphose. Einzig an einzelnen Stellen des Valsergebietes wird es denkbar, dass die grünen Schiefer, wenn dieselben wirklich Eruptivdiabase sind, auch contactmetamorphisch gewirkt haben, allein nachher sind sie selbst mit ihren Produkten durch die Gebirgsstauung structurell verändert worden.

Stellenweise, wo die verschiedenen Varietäten der ursprünglichen und veränderten Bündnerschiefer nahe beisammen liegen, kann aus der sonst so einförmigen grauen Masse ein überraschend buntes Bild sich ergeben. So liegen am *Valserberg* schwarze Schiefer, weisser Marmor, grüner Schiefer, heller Glimmer-Bündnerschiefer, hochgelber Zellendolomit dicht beisammen in mehrfachem Wechsel übereinander sich wiederholend. Am *Piz Aul* bilden zwischen blendend weissem Marmor, braunem Glimmer-Bündnerschiefer und schwarzem Schiefer die fast schweinfurtergrünen Schiefer einige zackige Hörner. Aber doch herrschen auch im metamorphischen Gebiete die dunkeln Farben vor.

Es ist hier noch hervorzuheben, dass im Muldenzug der Bündnerschiefer zwischen Gotthard und Adulamassiv, sowie in den Umgebungen des *Valserberg* ganz deutlich die Stauungsmetamorphose nicht nur mit der seitlichen Drängung, sondern auch mit der Tiefe zunimmt. Die gleichen Lager, welche z. B. unten im Grunde des *Val Luzzone* sehr stark umkrystallisirt sind, zeigen sich in der Höhe über *Motterasco* und am Kammgrat des *Piz Terri* schon weit weniger umgewandelt. Oben am *Monte Sosto* hat die Umwandlung nicht so tief gegriffen, wie unten in der Schlucht an seinem Fusse; und die Gesteine der hohen Gipfel wie *Piz Aul*, *Piz Terri*, *Scopi*, sind meistens weniger stark verändert, als die gleichen Schichtcomplexe unten in den Thalgründen. Die höheren Theile entsprechen eben den offeneren, die tieferen aber den enger geklemmten Theilen derselben Mulden.

Gewiss liegt uns hier noch ein Gebiet für weitere Forschungen über Stauungsmetamorphismus vor, wie wir es uns schöner nicht wünschen könnten.

U. Grubenmann hat bereits mit einer mikroskopischen Untersuchung der Bündnerschiefermulde von *Piora* den Anfang gemacht, und *C. Schmidt* hat theils an Hand von selbst gesammelten, theils von mir ihm zugewiesenen Stücken eine grosse Anzahl dieser Gesteine geprüft. Seine sehr wichtigen Analysen

finden sich hier im Anhang zusammengestellt und sind eine wesentliche und werthvolle Ergänzung meiner mehr auf das makroskopische Bild gebauten Untersuchung. Sie liefern eine ganze Menge merkwürdiger neuer Ergebnisse.

Zunächst gehe ich nun zu einer Erörterung des Alters der Bündnerschiefer über und werde hernach noch eine Anzahl der beobachteten Profile aus dem Bündnerschiefergebiete notiren.

C. Das Alter der Bündnerschiefer, erschlossen aus deren Lagerung.

Heer hielt den Bündnerschiefer wegen einiger im *Prättigau* gefundener *Fucoiden* für eocänen Flysch. *Theobald* und *Arn. Escher* fassten denselben als vorherrschend Lias auf, und *Rolle* stimmt ihnen bei. *Lory* hält die demselben durchaus entsprechenden Schiefer der Westalpen für Trias, und endlich macht *Gümbel* vor seiner früheren mit *Theobald* übereinstimmenden Auffassung ganze Wendung und schreibt den Bündnerschiefern paläozoisches Alter zu. *Diener* meint sogar, dies letztere sei zweifellos. Ich gebe zu, die Frage ist nicht so einfach zu entscheiden. Allein, wenn alle diejenigen, welche sich darüber geäußert haben, statt nur vereinzelte Excursionen in beschränkte Gebiete des Bündnerschiefers zu machen, grössere Gebiete desselben zusammenhängend verfolgt hätten, so wie es für die kartographische Aufnahme erforderlich ist, so wären ihre Auffassungen weniger abweichend. Es ist gewiss bezeichnend, dass diejenigen vier Beobachter, welche im Gebiete des Bündnerschiefers wirkliche Aufnahmen gemacht haben und zu diesem Zwecke Grenzen derselben zusammenhängend verfolgt haben, zur gleichen Auffassung sich gezwungen sehen. Ich meine *Escher*, *Theobald*, *Rolle* und als vierten mich selbst.

Im Folgenden will ich die Beobachtungen darlegen, auf welche ich meine Ansicht über das Alter des Bündnerschiefers aufgebaut habe. Ich bin an diese Aufgabe herangetreten, ohne vorher irgend einer bestimmten Ansicht mich angeschlossen zu haben. Wenn ich jetzt es an Entschiedenheit nicht fehlen lasse, wird das denen begreiflich sein, welche meine Gründe prüfen.

Theobald hat in der zweiten Lieferung dieser Beiträge, Seite 21 bis 30, und im weiteren Verlaufe seines Werkes schon eine ganze Menge von Gründen der Lagerung für das liasische Alter des Bündnerschiefers gegeben. Soweit ich selbst die betreffenden Localitäten kenne, muss ich ihm vollständig beistimmen. Ich will indessen die Argumente *Theobald's* hier nicht wiederholen, sondern in meinem Untersuchungsgebiete mich umsehen.

Ich habe schon früher angedeutet, dass das Bündnerschiefergebiet ringsum vom Röthidolomit umsäumt wird. Wir wollen nun an dieser Randzone die Lagerungsverhältnisse prüfen. Wir gehen zunächst von *Chur* aus in's *Bündner-oberland* (Vorderrheinthalgebiet). Da treffen wir am Fuss der Berge nördlich des *Rheines* Jura, Röthidolomit, Verrucano, alle süd-südöstlich einfallend. Südlich des *Rheines* liegen die Bündnerschieferberge mit ihren Schichten ebenfalls süd-südöstlich einfallend. Es hat also hier den Anschein, dass der Bündnerschiefer über Verrucano und Röthidolomit liege, allein von *Chur* bis *Ilanz* hinauf ist das Thal in grosser Breite mit Schutt gefüllt: erst sind es Schuttkegel und Rheinablagerungen, dann Moränen und der gewaltige Bergsturz von *Flims*. Irgend ein Spaltendichter kann sich unter diesem Schutte allerlei Discontinuitäten denken — Verwerfungen, Transgressionen, Lagerungsumkehr etc. Erst bei *Ilanz* treffen wir auf den zusammenhängenden unmittelbaren Contact des Bündnerschiefers mit den anderen Gesteinen.

1. Ilanz.

Bei *Ilanz*, der „höchsten Stadt am Rheine“, und von da an aufwärts fliesst der Rhein nicht mehr auf der Grenze von Verrucano und Bündnerschiefer, sondern ganz im Verrucano. Gleich unterhalb *St. Nicolaus-Ilanz* wird der Verrucano gebrochen. Er liefert ein vortreffliches Material für Wehrsteine, Treppen, Deckplatten etc. Hier ist er deutlich conglomeratisch. Er enthält viele weisse und röthliche Quarzbrocken, röthliche Feldspathbrocken und grünliches sericitreiches Bindemittel. Er streicht gegen ONO, fällt circa 50° gegen SSO und zeigt eine nach Norden gerichtete Linearstreckung. Südlich des Rheines, da, wo der *Glenner*fluss hinter *Ilanz* hervortritt aus seiner Schlucht, treffen wir unten am Ausgange wiederum Verrucano mit normalem Streichen und 20 bis 30° SSO Fall. Derselbe ist von fast sernifitischer

(d. h. ächt conglomeratischer) Ausbildung. Es folgen weisse Quarzitbänke und violette Schiefer des Verrucano mit einzelnen dolomitischen Linsen. Diese ganze Art der Ausbildung des Verrucano entspricht vom *Walensee* bis über den *Rhein* stets nur dessen oberen und obersten Theilen. Ganz die gleichen Schichten streichen durch die Terrasse von *Obersaxen*, während unter denselben an dem Steilabhang gegen den Rhein die gneissartigen, in Sericitgneiss übergehenden Abänderungen folgen, welche alle dem tieferen Theil des Verrucanocomplexes entsprechen. Es kann also mit Bestimmtheit schon nach der Vertheilung der Verrucanoabänderungen gesagt werden, dass wir am Ausgang der *Glenmerschlucht* hinter *Ilanz* den oberen Verrucano in normaler Lagerung vor uns haben.

Ueber demselben, genau concordant aufgelagert, folgt der ächte Röthidolomit in dicken, massigen, festen Bänken, gelbstaubig karrig anwitternd, inwendig homogen dicht und auf frischem Bruche von jener nicht seltenen, in schön blasses Violett oder zartes Rosa spielenden Farbe, wie wir ihn z. B. auch aus der Umgebung von *Vättis* kennen. Die Rauchwacke, d. h. die zellige Facies des Röthidolomites, ist hier nur spärlich in einigen Bänken vertreten. Die Mächtigkeit des Röthidolomites ist normal (20 bis 30 m.).

Zwischen die oberen Bänke des Röthidolomites stellen sich helle grünliche feinschuppige Schiefer ein; es ist dies der Uebergang in die Quartenschiefer, der sich hier genau so vollzieht, wie z. B. im *Val Gliems*, am *Puntaiglasgletscher*, an den *Brigelserhörnern* und anderwärts. Auch hier erscheinen neben den hellen blassgrünen oder holzfarbigen, seidenglänzenden Quartenschiefern noch solche von violetter Farbe, und es stellt sich zwischen den Röthidolomit und die Hauptmenge der Quartenschiefer noch eine Quarzitbank ein.

Dann folgen, absolut concordant auf den hellfarbigen Quartenschiefern aufliegend, die typischen schwarzen kalkfreien oder kalkarmen Bündnerschiefer. Gehen wir zehn Kilometer weit in's *Lugnetzerthal* hinein oder steigen wir 1300 m. höher auf den *Piz Mundaun* hinauf: wir treffen nichts Anderes mehr als schwarze und graue stets gegen SSO einfallende Bündnerschiefer.

Von irgendwelcher Ueberschiebungsfläche, Rutschspuren etc. lässt sich nichts finden. Die Bündnerschiefer sind, wie Jeder zugeben muss, der diese

Gegend prüft, concordant aufgelagert und die normale Altersfolge ist hier: Unterer Verrucano, oberer Verrucano oder Sernifit, Röthidolomit und Quartenschiefer, dann darüber der ganze Complex der Bündnerschiefer! Nimmt man nun den Röthidolomit als Aequivalent des Muschelkalkes, den Quartenschiefer als Repräsentant des Keupers, so muss der Bündnerschiefer jünger als Trias, also vielleicht Lias und Dogger sein; denkt man sich hingegen den Röthidolomit als Aequivalent des Zechsteines, dann mag der Bündnerschiefer schon in der Trias beginnen. Sicherlich aber kann er nicht paläozoisch sein, denn sicher ist der obere Verrucano nicht älter als oberes Carbon, und der Röthidolomit jünger als dieser. Der Schluss ist unabweislich. In dem ganzen an stratigraphischer Klarheit so vollkommenen *Walenseegebiete* wie im *Bisithal* und am *Klausenpass* etc. liegt über dem Quartenschiefer direct der Lias. Nach seiner Lagerung ist somit der Bündnerschiefer in seinen tieferen Theilen wahrscheinlich Lias. Auf das Hirngespinnst der Herren *Vacek* und *Diener*, dass hier die Lagerung verkehrt sei, bin ich an anderer Stelle eingetreten. Dasselbe beruht seitens von *Vacek* auf der unerhörten Verwechslung von Röthidolomit mit Lochseitenkalk. Dass hier die Lagerung völlig normal ist, wird sich übrigens aus den folgenden Kapiteln noch weiter zur Genüge ergeben.

2. Obersaxen.

Obersaxen heisst jene herrliche, mit Dörfern besetzte Hochterrasse rechts des Rheines, welche oberhalb *Ilanz* beginnend sich wohl 15 km. weit thalwärts erstreckt und dabei allmählig von 1075 m. (bei *Flond*) bis auf circa 1350 m. Meerhöhe (bei *St. Martin*) ansteigt. Der ganze Steilabhang von der Terrasse an den Rhein hinab von etwa 400 m. Höhe besteht aus gneissähnlichem Verrucano. Der Röthidolomit von *Ilanz* streicht auf die *Obersaxer*-terrasse hinauf. Während der scharfe Aussenrand der Terrasse durchweg noch aus Verrucano besteht, streicht an ihrer Innenseite der Röthidolomit durch und der überliegende *Mundaunberg* besteht aus Bündnerschiefer. Ich habe das Gebiet von *Obersaxen* sorgfältig kartirt und gebe hier noch einige Notizen darüber zur Ergänzung der Karte, indem ich dabei von *Ilanz* westlich ansteigend vorschreite.

1½ km. vor *Flond*, bei 1030 m. Meerhöhe, stehen wir über dem hier circa 60 m. mächtigen Röthidolomit, der schon weiter unten etwas Gyps einschliesst. Ueber demselben am Wege liegen helle, holzfarbene und violette, seidenglänzende Quartenschiefer. Darüber folgen einige schiefrige glimmerhaltige hellgrünliche bis weisse Quarzitbänke. Diese letzteren gewinnen über *Flond* noch grössere Mächtigkeit. Sie sind auf der Karte — freilich nicht ganz passend — mit dem Zeichen *Sgs* über dem Röthidolomit angegeben. Ueber dem Quarzite folgen graue und violette gefleckte glimmerige Schiefer, welche hie und da an die „Fruchtschiefer“ erinnern, sie sind auf der Karte mit rothen Strichen im Grundton *Sg* angedeutet. Ob sie noch zum Quartenschiefer oder schon zum Bündnerschiefer gezählt werden müssen, kann ich nicht entscheiden. Höher folgt der ächte schwarze Bündnerschiefer. Der ganze Complex vom sericitisch conglomeratischen Verrucano bis in den Bündnerschiefer fällt hier mit bloss 16° SSO ein. So verhalten sich die Schichten auch fernerhin in *Obersaxen*, sie liegen um so flacher, je weiter westlich wir vordringen.

Vom *Mundaun* über *Neukirch* hinab gegen *Flond* notirte ich am 17. Juni 1880 folgendes Profil von fast horizontalen oder nur 5 bis 15° SSO fallenden Schichten:

Piz Mundaun 2065 m. braun anwitternde, graue Bündnerschiefer mit Quarzschnüren;

Abwärts stetsfort Bündnerschiefer, vorherrschend thonig, untergeordnet kalkig;

Cumanalias 1573 m. schwarze Bündnerschiefer;

1500 m. schwarze Bündnerschiefer, rostig anwitternd;

1440 bis 1500 m. violette, seidenglänzende oder gefleckte, feine, weiche Thonschiefer mit einzelnen wenigen, 2 bis 3 dm. dicken Röthidolomitbänken dazwischen gelagert;

1400 bis 1440 m. hellgrüne und holzfarbene seidenglänzende Thonschiefer;

Die Schichten von 1400 bis 1500 m. sind ununterscheidbar von den Quartenschiefern am *Puntaiglasgletscher* und in *Val Gliems*, nur zeichnen sie sich hier durch ihre weit bedeutendere Mächtigkeit aus. Dass es sich hier um Quartenschiefer handelt, beweisen überdies die vereinzelt darin erscheinenden

den Röthidolomitbänke. Ein solcher Wechsel von Röthidolomit und Quartenschiefer, im Kleinen wie im Grossen, ist an zahlreichen, weiter nördlich liegenden Stellen auch zu beobachten, und auch dort wiederholt sich oft der Röthidolomit gerade im oberen Theil der Quartenschiefer nochmals (*Bifertengletscher, Limmern* etc.);

1380 bis 1400 m. glimmerhaltiger schiefriger Quarzit;

circa 1300 bis 1380 m. dichter Röthidolomit. Darauf liegt bei 1367 m. das Dorf *Neukirch*;

Bei circa 1340 m. zwischen *Caduf* und *Canetsch* eine Quarzitbank (vereinzelte Quarzitbänke im Röthidolomit erscheinen auch an der „*Röthi*“ selbst im *Sandalpgebiet*);

Bei circa 1300 m. unter *Neukirch* Gyps, unter Röthidolomit;

1200 bis 1300 m. Zellendolomit, Rauchwacke sehr löchrig, oft eckige Kalkbrocken einschliessend.

An dieser Stelle ist also kurz zusammengefasst von unten nach oben das Profil wie folgt:

Bis 1200 m. Verrucano;

1200 bis 1400 m. Röthigruppe (Rauchwacke, Gyps, dichter Röthidolomit, vereinzelte Quarzitbänke darin) und als Decke:

1400 bis 1500 m. Quartenschiefer;

1500 bis Berggrat Bündnerschiefer.

So mächtig wie hier sind Röthidolomit und Quartenschiefer selten. Schon wenig weiter westlich werden beide bedeutend schwächer. Bei *Platenga* schätzte ich den Röthidolomit noch auf 130 m., den Quartenschiefer auf 30 m. Bei *Meyerhof* ist der Röthidolomit (dort Zellendolomit) noch etwa 100 m. mächtig.

Unterhalb *Platenga* bei etwa 1300 m. Meerhöhe finden sich im Röthidolomit einige graue bis graubraune, grob krystallinische Dolomitmarmorbänke, genau von der Art, wie sie auch im Röthidolomit am *Sandgrate* auftreten. Ein poröser Eisenocker, der wie eine alte Quellbildung aussieht, findet sich gleich ob *Caduf*. In der Schlucht westlich von *Platenga* ist einst eine eben-solche Bildung ausgebeutet worden. Der Röthidolomit selbst wird hier als Wetterkalk gebrannt.

Eine gewaltige auf der Terrasse von Obersaxen abgesetzte Moräne verdeckt hie und da das Grenzgebiet von Röthidolomit und Verrucano. Westlich von *Meyerhof* treffen wir mit Röthidolomit abwärts folgende Schichtreihe:

30 m. Zellendolomit Rauchwacke;

3 m. dichter Röthidolomit in Bänken;

3 m. schwarze Thonschiefer, Nachläufer der Anthracitschieferfacies? — nirgends sonst beobachtet als hier;

2 m. hellgelber, glimmerhaltiger, zerbröckelnder Dolomit;

2 m. feine glimmerig grünliche Thonschiefer;

grüner und violetter Thonschiefer des Verrucano, entsprechend demjenigen von *Panix* oder *Schlans*;

circa 30 m. conglomeratischer Verrucano (Sernift);

gneissähnlicher Verrucano.

Durch ganz *Obersaxen* sind die Verhältnisse gleich wie bei *Ilanz*, nur oben ist die Lagerung noch viel flacher. Die Altersreihe der Schichten ist durchweg: unterer älterer Verrucano, jüngerer Verrucano, Röthidolomit, Quartenschiefer und darüber Bündnerschiefer.

Westlich *Meyerhof* tritt eine Gabelung des Röthizuges ein. Eine Röthimulde trennt sich ab und streicht, in Verrucano gesenkt, nach Unterbrüchen bis gegen den *Oberalppass* hin. Wir werden dieselbe später verfolgen. Zunächst bleiben wir auf dem flachen Röthidolomitzuge, der ohne Unterbruch und ohne jede Complication durch Faltung sich weiter verfolgen lässt:

3. Die Sedimentbrücke von Röthidolomit und Bündnerschiefer über dem Ostende des Gotthardmassives von Obersaxen nach dem Lugnetz.

Wenn Jemand auf der in der unglaublichen Verwechslung des typischen Röthidolomites mit Lochseitenkalk beruhenden Meinung von *Vacek* und *Diener* beharren wollte: bei *Ilanz* und durch *Obersaxen* sei die Lagerung verkehrt, so soll er sich die Mühe nehmen, von *Meyerhof* stets dem Röthidolomit folgend in's *Lugnetz* hinüber zu gehen. Dann würde er seines Irrthums bald gewahr. Zunächst findet man von *Meyerhof* südwestlich gehend den Röthidolomit bald nicht mehr nach SSO einfallen, sondern er wird erst völlig flach und steigt

nachher südlich in die Höhe (Profil 7). Wir steigen mit ihm auf das gegen Osten allmählig absinkende Ostende des Gotthardmassives hinauf. Die Streichrichtungen werden schwankend, das Fallen flach. Stets finden wir östlich über dem flachen Röthidolomit die flachen schwarzen Bündnerschiefer, westlich unter demselben den flachen Verrucano. Der Bündnerschiefer als zusammenhängende Schichtmasse culminirt im *Piz Sez ner* (Schwarzsteingipfel), der Röthidolomit im obersten Theil der *Lumbraineralp* mit 2362 m., der Verrucano steigt etwas weiter westlich bis auf 2469 m., während etwas nördlicher bei 2446 m. noch zwei isolirte Köpfchen von Röthidolomit dem conglomeratischen Verrucano, der hier circa 10° N fällt, aufgesetzt sind. Um hier ein deutliches Bild der gegenseitigen Lagerung zu gewinnen, beginnen wir am besten im Gotthardmassiv am *Piz Grein* und schreiten von da auf der Scheitellinie des absinkenden Massives gegen ONO vor. Wir treffen dann folgende durchweg concordante Schichtfolge:

Gneiss, sogenannter Streifengneiss, weisse und braune Glimmer in Häute und Streifen geordnet, oft grosse Orthoklase, das feiner körnige Gemenge von Orthoklas und Quarz in Streifen oder richtiger Schichtchen oder Linsen zwischen die Glimmerhäute geordnet. Fall vorherrschend flach SO, hie und da gegen O. Concordant darüber:

Sericitgneisse und Schiefer, ohne hier bestimmt anzugebende Grenze übergehend in gneissartigen sericitischen Verrucano (unterer Verrucano).

Oberer Verrucano, charakteristisches Verrucanoconglomerat von genau gleicher Beschaffenheit wie bei *Ilanz*. Die Verbreitung dieser Gesteine gibt die Karte Bl. XIV an.

Röthidolomit und zwar die unteren Schichten vorherrschend Zellen-
dolomit, die obern compacter dichter Röthidolomit.

Quartenschiefer, nur in einzelnen Bänken vorhanden, stellenweise fehlend.

Schwarze Bündnerschiefer, zusammenhängende Masse bis auf den *Piz Sez ner*, circa 350 m. mächtig vorhanden, gegen den *Mundaun* hin stets mächtiger noch aufgelagert.

Diese Schichtfolge ist vollständig klar aufgeschlossen. Sie ist genau so wie hier auf dem Scheitel des Gotthardmassivendes auch beim Aufstieg gegen denselben von Norden her, wie beim Abstieg südlich hinab in das *Lugnetz* zu beobachten. Wenn man bei *Ilanz* den vermeintlich paläozoischen Bündnerschiefer durch eine Lagerungsumkehr unter den Verrucano hinab bringen wollte, so versagt dies theoretische Experiment hier völlig, denn die Sohle des Verrucano ist entblösst und besteht aus ächten vollkrystallinen Gneissen und der Bündnerschiefer liegt nicht dort unten, sondern oben im Dach von Verrucano und Röthidolomit!

Am Ausgang des *Val Cavel* oder *Miedra* und bei *Lumbrin* lassen die Lagerungsverhältnisse wiederum an Klarheit nichts zu wünschen übrig: Als Unterlage Streifengneiss, darüber Verrucano. Der letztere nimmt hier gegen S und SW mehr und mehr an Mächtigkeit ab, ist aber bei *Lumbrin* gerade in seinen oberen conglomeratischen Schichten sehr gut und ganz nach Art von *Ilanz* entwickelt. Er fällt hier circa 30° nach Osten. Das dem Centralmassivende sich offenbar hier anschmiegende abnormale Streichen dreht sich aber schon ein Kilometer westlich in das normale ONO-Streichen um. Ueber dem Verrucano folgt bei *Lumbrin* mächtige Rauchwacke, die ruinenhafte Gestalten im Bache bei *Lumbrin* bildet, während das Dorf selbst auf dem regelmässig darüber liegenden schwarzen Bündnerschiefer steht. Hier befinden wir uns schon in der Südflanke vom Ostende des Gotthardmassives.

4. Der Bündnerschiefer am Südrande des Gotthardmassives.

Piz de Vrin und *Piz Tgietschen* (Profil Nr. 5) werden gebildet von Lappen von Bündnerschiefern oder Röthidolomit, welche aus dem mächtigen muldenförmigen Zuge der *Ober-Lugnetzer* Bündnerschiefer nördlich ansteigen gegen das Gotthardmassiv, während die zwischenliegenden Schlucht- und Thalsysteme, welche die früher zusammenhängende Decke in diese Lappen getheilt haben, an ihrem Grunde schon in den Gneiss des Gotthardmassives sich eingeschnitten haben. Es ist stets das gleiche klare Lagerungsverhältniss. Dringen wir auf oder zwischen diesen Lappen gegen das Gotthardmassiv hinein, so finden wir unter den grossen Massen der Bündnerschiefer den

Röthidolomit, unter demselben etwas Verrucano, unter dem letzteren die vollkrystallinischen Gneisse, noch tiefer drin Amphibolite und Protogin des Centralmassives. Die Bündnerschiefer sind also unabänderlich stratigraphisch über dem Verrucano und dem zusammenhängenden Röthidolomit. Am Grate zwischen *Piz Cavel* und *Piz de Vrin* sind die hellen quarzitischen bis thonschiefrig seidenglänzenden Quartenschiefer zwischen dem Röthidolomit und dem aufliegenden Bündnerschiefer nochmals deutlich, und ähnlich wie in *Obersaxen* entwickelt. Der Verrucano verschwindet weiter westlich. Am *Piz Tgietschen* ist er noch durch grünlichweissen Glimmer- und Sericit-haltigen Quarzitsandstein und etwas dunkeln gneissartigen Schiefer vertreten, der dem Streifengneiss parallel aufliegt. Der darüber folgende Röthidolomit des Gipfels ist zum Theil Zellendolomit, hie und da brecciose Rauchwacke, darunter kommen sowohl dichte als auch glimmerige hellgelbe marmorisirte Röthidolomitbänke vor. Streichen nach NO, Fall 30 bis 35° SO. Schon am *Disrutpasse* ist der Verrucano fast gar nicht mehr entwickelt. Fortan bildet Röthidolomit, ähnlich wie in *Limmern*, *Sandalp* und *Rusein*-gebiet, die erste ächt sedimentäre Hülle des krystallinischen Centralmassives und trennt den Bündnerschiefer von diesem ab.

Am Südrand des Gotthardmassives, nahe dem Ostende, fallen die Schichten dachförmig von demselben ab. Am *Greinapasse* aber stellt sich der Gneiss und mit ihm Röthidolomit und Bündnerschiefer vertical (Profil 4), noch weiter westlich im oberen *Camadrathale* wird das Centralmassiv plötzlich um eine Zone von etwas über 2½ km. breiter und von da an gegen den *Scopi* hin (Profil 3 und 2) ist das Centralmassiv fächerig, d. h. sein Rand ist überhängend, die Schichtlage am Rande eine umgekehrte. Der am *Greinapass* noch kräftig entwickelte Zellendolomit wird weiter westlich hie und da sehr schwach und setzt sogar oft ganz aus. Gneiss und Bündnerschiefer berühren sich direct oder sind, wie z. B. nahe beim *Lago retico*, nur noch durch eine Röthidolomitschicht von wenigen Decimetern getrennt. Am *Scopi* erscheint zwischen *Scheggia* und *Santa Maria* der Röthidolomit ebenfalls in dünnen Schichten zwischen dem nördlichen überhängenden Protogin und der südlich folgenden Bündnerschiefermulde des *Scopigipfels* (auf Karte und Profil Nr. 2 nicht eingetragen, weil früher von Schutt bedeckt und erst seither durch eine

Schuttabrutschung sichtbar geworden), während er in den höheren Theilen des Grates fehlt.

Der Verrucano ist also ausgeblieben, der Röthidolomit zum Theil verkümmert. Der Verrucano fehlt überhaupt weit und breit in diesen sich hier anschliessenden Zonen der Alpen, der Röthidolomit aber ist ein viel constanteres Glied der Schichtreihe und erholt sich bald wieder (*Pizzo Columbe, Piora* etc. etc.).

Wenn nun ein Vertreter der Ansicht vom paläozoischen Alter der Bündnerschiefer in dieser Region von *Val Camadra* bis *Lukmanier* die Frage nach dem Alter der Bündnerschiefer prüfen wollte, so könnte er vielleicht seine Ansicht wie folgt begründet finden:

An den Gneiss zwischen *Scopi* und *Lago retico* schmiegt sich direct der Bündnerschiefer an. Der Röthidolomit folgt erst im *Val di Campo* circa 1500 bis 2000 m. weiter südlich, der Bündnerschiefer liegt also unter dem Röthidolomit zwischen diesem und dem Gneisse.

Dagegen ist einzuwenden:

1. Nur gerade an dieser Stelle ist der Röthidolomit zwischen dem Gneiss und Bündnerschiefer ausgeblieben. Man gehe dieser Grenze westlich oder östlich nach, und man wird bald Spuren und dann auch den normal entwickelten Dolomit dazwischen finden.

2. Diese hier nach der Lagerung scheinbar ältere Bündnerschieferzone ist gerade diejenige, welche voll deutlicher, von Niemandem angezweifelter Belemniten und Pentacriniten steckt.

3. Der Dolomitzug des *Val di Campo* bildet weder eine obere noch untere Grenze der Bündnerschiefer, er streicht ganz mitten in deren Zonen hinein und verliert sich allmählig im *Lugnetz*. Südlich dieses Dolomituges folgen abermals Bündnerschiefer. Sollten diese nun jünger sein, so bleibt auffallend, dass sie viel stärker krystallinisch glimmerig ausgebildet sind, und wegen der Belemniten im nördlichen Zuge noch jünger als jene nördliche Bündnerschieferzone sein müssen.

Also auch hier, wo Bündnerschiefer direct an den Gneiss grenzt, finden wir eben den vermeintlichen paläozoischen Bündnerschiefer nicht, sondern nur den liasischen und etwa noch jüngeren!

5. Der Bündnerschieferzug am Nordrande des Gotthardmassives (Tavetschermuldenzone).

Westlich von *Meyerhof* tritt, wie früher erwähnt, eine Spaltung des Röthidolomitzuges ein. Der eine Zug, der nördliche, ist eine wenig tief in den Verrucano greifende Mulde von Röthidolomit, welche am *Tscharbach* ausstreicht. Im Walde zwischen *Bärenboden* und *Vorderalp* traf ich auf Spuren ihrer Fortsetzung, die ich indessen, weil ich mich nicht zweifellos überzeugen konnte, ob der Dolomit anstehend war oder nicht, in der Karte nicht eingetragen habe. Hingegen setzt diese Mulde deutlich beobachtbar wieder ein im *Zafragiatobel*. Da gesellt sich noch schwarzer Bündnerschiefer zum Röthidolomit und zieht als enge Mulde noch 22 km. weiter westlich. Diese Muldenzone ist die Verlängerung des Urserenthales. Ihr Verlauf ist aus der Karte zu ersehen — prüfen wir ihr Profil an einigen Stellen:

An seinem Nordrande ist das Gotthardmassiv durchweg nördlich überschoben, d. h. die dasselbe nördlich begleitenden Muldenzonen fallen unter das Centralmassiv ein, das Fächerstellung aufweist.

Ich will meine Leser nicht ermüden, indem ich sie alle die Kletterwege im *Zafragiatobel* führe und die vielen Messungen von Streichen und Fallen nenne oder alle die zahllosen Abänderungen der Sericitgesteine und des Verrucano beschreibe. Im unteren Theile des *Zafragiatobels* streichen die Schichten alle etwas abweichend scharf nach NO, sogar NNO. Der Verrucano südlich des Rheines strebt mit demjenigen nördlich des Rheines zu verschmelzen und die thalaufwärts von *Zignau* sie trennende Zone der Sericitphyllite und Gneisse zu überdecken. Schon im *Zafragiatobel* traf ich anstehend den Röthidolomit und den Bündnerschiefer. Vom *Piz Miezdi* über die *Alp Nadils* hinab beobachtet man folgendes Profil (Profil Nr. 5).

Gipfel des *Piz Miezdi* 2742 m. bis 2417 m. sericitführende Gneisse und Phyllite mit eingeschlossenen Bänderamphiboliten und Felsitschiefern entsprechend denjenigen des *Piz Cavel*, circa 20° SSO Fall. Von 2417 m. abwärts gneissartiger Verrucano mit 30° OSO Fall.

Darunter conglomeratischer jüngerer Verrucano bis circa 2100 m., 34° OSO fallend.

Darunter Bündnerschiefer, schwarz. Bis hierher ist die Schichtreihe offenbar verkehrt, die älteren centralmassivischen Gesteine sind nördlich übergelegt. Nun folgt unter dem Bündnerschiefer:

Rauchwacke,

Röthidolomit compact,

Violette und grüne, hie und da magnetitführende Verrucanoschiefer und conglomeratischer Sernifit — jüngerer Verrucano,

Schwarze Schiefer (Ottrelitschiefer) mit Arkosen, Carbonschiefer (H der Karte),

Gneissartiger Verrucano,

Sericitgneisse und Phyllite.

Die normale Schichtreihe vom Thal hinauf ist vollständig: Sericitgesteine, darüber älterer Verrucano, Carbonschiefer, jüngerer Verrucano, Röthidolomit, und über demselben Bündnerschiefer. In der oben folgenden verkehrten Schichtfolge fehlen, wie fast immer in den verkehrten Mittelschenkeln liegender Falten, einige Schichtglieder, nämlich Röthidolomit und Carbonschiefer, während die drei andern in verkehrter Reihe übereinander folgen: jüngerer, darüber älterer Verrucano, ganz oben wieder die Gesteine der Sericitgneisszone. Der Bündnerschiefer erscheint also als Jüngstes im Mittelzug einer Mulde und ist hier auf beiden Seiten vom oberen Verrucano begleitet, er muss also selbst jünger sein als dieser. Welche widersinnige Complication würde ein Profil erhalten, welches auf die Annahme vom alt paläozoischen Alter der Bündnerschiefer zugeschnitten wäre!

Ganz entsprechend ist das Profil an der *Carvera*:

Von der Alp *Laus* über die *Carvera* hinaufsteigend trifft man von N gegen S folgendes Profil von circa 60° bis 80° SSO einfallenden Schichten:

1. Untere Zone der sericitischen Gneisse und Glimmerschiefer bis circa 1800 m. Meerhöhe;
2. Darüber sericitischer gneissartiger Verrucano bis circa 2200 m. Meerhöhe;
3. Darüber 6 m. schwarzer weicher Schiefer;
4. Darüber 1 m. grüner heller glatter Thonschiefer;

5. Darüber 30 m. schwarze Schiefer mit braunen mehr kalkigen Bänken;
6. Darüber weissliche, seidengänzende Schiefer, die Fortsetzung derjenigen nördlich des Tenigerbades, welche sich bei der mikroskopischen Untersuchung als Ottrelitschiefer erweisen, ferner sehr erinnernd an die hellen Schiefer, welche am Bristenstock und anderwärts den Anthracitschiefer begleiten;
7. Darüber violette und grüne glatte Sernifitschiefer;
8. Darüber circa 6 m. ächtes rothes bis grünes Sernifitconglomerat;
9. Darüber violette Schiefer mit mehreren bis zu 2 m. mächtigen conglomeratischen Sernifitbänken;
10. Darüber dichter Röthidolomit, Zellendolomit, Rauchwacke;
11. Darüber schwarze Bündnerschiefer des Carveragipfels, beginnend bei circa 2280 m. Meerhöhe, Zone von circa 1200 m. Breite;
12. Bei 2513 m. Meerhöhe, gneissähnlicher Verrucano von unbestimmbarer Mächtigkeit, allmählig übergehend in:
13. Sericitschiefer und Sericitgneiss des Piz Muraun.

Die Nummern dieses Profiles sind wie folgt zusammenzufassen:

1. Zone der sericitführenden Gneisse und Phyllite;
2. Unterer Verrucano;
- 3—6. Carbonschiefer;
- 7—9. Oberer Verrucano;
10. Röthigruppe;
11. Bündnerschiefer;
12. Verrucano = 2;
13. Sericitzone = 1.

Ganz das Gleiche wiederholt sich unten im *Medelserthal* unterhalb *Cu-
raglia*. Auch da erscheint der schwarze Bündnerschiefer im Kern einer Mulde, deren Nordflügel aus Röthidolomit, Spuren des oberen Verrucano, Carbonschiefer und unterem Verrucano mit anschliessenden Gesteinen der Sericitzone besteht, deren südlicher Flügel aber nur den Verrucano erkennen lässt, an welchen die Sericitgesteine sich anschliessen. Das Schichtprofil vom Röthidolomit durch die Spur oberen Verrucano (5 m. violette, stark gefaltete

Kalksericitschiefer) in die ottrelithischen Carbonschiefer hinein, ist von Schmidt genauer untersucht worden. Vergleichen Anhang, I. C., 4.

Im *Val Nalps* ist die Mulde noch deutlich vorhanden, südlich von *Tschamutt* ist sie nach *v. Fritsch* nicht mehr zu finden. Dagegen erscheinen die schwarzen Bündnerschiefer wiederum im *Urserenthal*.

Nördlich der nördlichen Sericitzone kommen die Gneisse des Aarmassives, südlich der südlichen diejenigen des Gotthardmassives. Der Bündnerschieferstreifen ist also der Kern der Mulde, welche überhaupt hier diese beiden Centralmassive scheidet. Der Thalweg des Vorderrheines, vom Oberalppass bis etwa in die Gegend von Tavanasa, folgt nicht der ausgeprägtesten Muldenaxe, sondern ist nördlicher in die dortige, durch den Disentiser Kalk angedeutete Doppelung der Mulde (vergl. S. 116 etc.), oder gar in den Rand des Aarmassives eingeschnitten.

Was für unsere nächste Aufgabe sich aus der Betrachtung dieses Muldenzuges ergibt, sind die Sätze:

1. Der Bündnerschiefer liegt hier stets vom Carbon noch durch Verrucano und Röthidolomit getrennt, ist also jünger als diese.
2. Es ist keine Möglichkeit vorhanden, durch Annahme einer Lagerungsumkehr dem Bündnerschiefer höheres Alter zuzuweisen.

Aber auch hier sind nicht die Lagerungsverhältnisse allein das Entscheidende. Wir werden später von dem *Pentacrinus tuberculatus*, den Belemniten und Bivalven zu berichten haben, die in dieser engen Bündnerschiefermulde längs dem Nordrande des Gotthardmassives bei Curaglia gefunden werden.

6. Der Bündnerschiefer am Rande des Adulamassives.

In den Randgebieten des Adulamassives wie am Südrande des Gotthardmassives fehlt der Verrucano fast ganz. Allein der ächte Röthidolomit fehlt nur selten. Freilich ist er oft Rauchwacke, oft zu zuckerkörnigem Dolomit geworden, allein er gibt sich durch seine gelblich staubige Anwitterung immer noch als Röthigruppe zu erkennen und unterscheidet sich von Dolomit und Marmor der ächten krystallinischen Schiefer.

Der ächte Röthidolomit bildet meistens die Hülle der Adulagneisse und Glimmerschiefer. Der Bündnerschiefer liegt überall, wo der Röthidolomit vorhanden ist, stets ausserhalb, d. h. stratigraphisch über demselben. Auch hier am Adulamassivrande gibt es keinen Bündnerschiefer unter dem Röthidolomit. So finden wir die Lagerung, ob wir von *Vals* über den *Valserberg* nach dem *S. Bernardino* (Profil 7 rechts) oder von *Vals* zwischen *Prunt-horn* und *Schwarzhorn* durch *Val Luzzzone* nach *Olivone* gehen (Profil 4 rechts).

Eine recht interessante Stelle ist der *Hohbühl* 2467 m. an der *Selvaalp* südlich von *Vals*. Auf dem herrlichen Glimmergneiss und Glimmerschiefer liegt ein Fetzen glimmerig schieferiger Verrucano auf. Darüber Röthidolomit und dieser trägt noch ein kleines Käppchen von Bündnerschiefer. Die Schichten fallen mit circa 15° gegen Osten. Dieser Verrucano genügt gerade, um zu zeigen, dass auch hier nicht etwa ein älterer Dolomit es ist, dem der Bündnerschiefer aufliegt, sondern der ächte Röthidolomit. Die Analogie des Adularandes mit dem Gotthardmassivrand, wie er z. B. an der *Greina* sich zeigt, ist so vollkommen, dass es schon aus diesem Grunde haltlos wäre, dem hier Gneiss und Bündnerschiefer trennenden Röthidolomit wegen lückenhafter Schichtreihe ein anderes Alter zuzuschreiben. Es fehlt jede Begründung hierfür.

7. Schams.

Im *Schamsergebiete* treffen wir den Rofnaporphyr, der zeitlich wohl am ehesten mit *Rolle* als Verrucanoäquivalent aufzufassen ist und jedenfalls das jüngste Glied der altkrystallinen Gesteine darstellt. Weiter südlich greift er über Glimmerschiefer und dieser über Gneiss. Das Rofnagestein ist nach aussen stets umsäumt vom Röthidolomit und darüber liegt der Bündnerschiefer. Weiter im *Schamsergebiete* treffen wir dann auf mächtige Kalkstöcke, die offenbar stark umgewandelt sind. Bald liegen dieselben zwischen Röthidolomit und Bündnerschiefer, bald sitzen sie — dann meist abermals von Rauchwacken umrandet — dem Bündnerschiefer auf. Die Einen (z. B. *Escher* und *Theobald*) haben diese Kalkmassen der *Splügenerberge* etc. für Jura gehalten, Andere halten sie für Trias (*Diener*), doch letzteres, ohne selbst nur einen Wahrscheinlichkeitsbeweis dafür zu geben. Ich habe Belemniten darin gefunden.

Meine selbst sehr unbestimmte Auffassung des Schamsergebietes werde ich in einem besonderen Abschnitte geben, hierher gehört nur so viel:

1. Auch hier ist der Bündnerschiefer stets über dem das halbkrySTALLINISCHE und krySTALLINISCHE Gebirge umsäumenden ächten RÖTHIDOLOMIT, und jünger als dieser.

2. Ob man die Schamser Kalkberge für Trias oder Jura ansieht, so kann der Bündnerschiefer als Ganzes nicht älter als Trias sein, denn er liegt ohne Lagerungsumkehr häufig zum Theil darüber. Die Kalkschichten sind eine Einlagerung im Bündnerschiefer. Die Kalkberge und die Bündnerschiefer würden dann nur verschiedene zum Theil gleichaltrige Facies desselben nicht älter als höchstens triasischen Schichtencomplexes darstellen.

8. Die Lagerungsverhältnisse des Bündnerschiefers im Averserthal.

Die Verwicklungen des Schamsergebietes mildern sich südlich im *Averserthale* zu weit einfacheren, klareren Lagerungserscheinungen. Gehen wir von *Starlera* bis *Crot* im *Averserthale*, von da durch das *Madriserthal* hinauf, so treffen wir auf eine Länge von 14 km., die wir südlich vorschreiten, stets von West nach Ost folgendes Querprofil der mit wenig Variationen östlich abfallenden Schichten:

1. Als stratigraphische Basis westlich Glimmerschiefer des Liromassives mit den Schichtflächen gewöhnlich die westliche Thalwand bildend.

2. Darüber, in ihren Schichtköpfen den unteren Theil der östlichen Thalwand bildend und in dieselbe östlich hineinfallend, die Kalke des triasischen Systemes wenigstens 300 m., stellenweise bis über 800 m. mächtig. Das triasische Alter dieser Gesteine ist bisher von Niemandem in Frage gestellt worden, und *Theobald* wie *Diener* haben darin von den Unterabtheilungen der ostalpinen Trias unterschieden. Ich selbst habe kein eigenes Urtheil über diesen stratigraphischen Versuch.

3. Darüber folgt durchweg der ächte Bündnerschiefer concordant aufgelagert über 500 m. mächtig. Hier also wie überall als ein Glied der mesozoischen, nicht der paläozoischen Bildungen.

Man sieht stets, wo Thäler eingeschnitten sind, wie z. B. an den Flanken von *Val Starlera* beiderseits der *Alp Starlera*, oder nahe der Mündung von *Ober-Avers* in das *Madriserthal*, welch letzteres eigentlich das Hauptthal ist, dass die Trias nicht etwa aussen angelagert und angeklebt ist, wie es *Diener* in seinem Profil durch den *Piz Curver* annimmt, sondern dass sie in ihrer grossen Mächtigkeit hier unter den Bündnerschiefer hineingeht und dieser concordant darüber liegt, nicht aber einen in der Tiefe wurzelnden Kern des Berges bildet.

Wenn nun weiter oben über dem Bündnerschiefer am Weissberg etc. nochmals ein Streifen Trias und dann darüber wiederum Bündnerschiefer folgen, so kann das verschieden gedeutet werden, jedenfalls aber nicht zu Gunsten eines höheren Alters der Bündnerschiefer, denn auch hier folgen in grosser Ausdehnung eben die Bündnerschiefer abermals über der oberen Trias.

Der Bündnerschiefer erweist sich hier jedenfalls zu einem grossen Theil jünger als die Trias.

Im unteren *Avers* und hinaus bis über *Andeer* und den *Piz Curver* ist es eigentlich völlig gleich wie im *Madriserthal* und im *Mittelavers*. Der einzige Unterschied beruht darin, dass hier noch unten zwischen den Glimmerschiefer des Liromassives und die Trias das Rofnagestein sich einstellt. Unser alter Freund Röthidolomit verschmilzt hier überall in die Basis der Trias. Quartenschiefer darüber ist im *Avers-Schamsgebiete* von mir nirgends gesehen worden. Das aber bleibt auch hier klar: unten Gneiss und Glimmerschiefer, darüber Rofnagneiss, dann Röthidolomit und Trias und dann erst die Hauptmasse der Bündnerschiefer.

9. Der Bündnerschiefer im Wallis.

Muldenförmig zwischen den Centralmassiven zieht sich der Bündnerschiefer noch weit gegen Westen. Wir treffen unseren Bündnerschieferzug von *Greina*, *Scopi* und *Val Luzzone* wieder in *Piora*, im *Bedretto*, am *Nufenenpass*, im *Binnenthal* durch das *Wallis* hinab. Auch da erweist er sich als jüngstes Glied der Mulde, bald auf einer Seite, bald auf beiden, von Röthidolomit oder dazu noch von Verrucano und Quarzit des Verrucano oder von

ächten Carbonschiefern der Anthracitbildung begleitet. Es ist Lory's „Zone des Briançonnais“.

Ganz entscheidend für das mesozoische Alter des Bündnerschiefers („Glanzschiefer“, „chiste lustré“, „grauer kalkiger Schiefer“) ist der Bau der Muldenzone, der am Südostrande des *Montblancmassives* entlang läuft. Hier folgen im Querprofil von Ost nach West stets senkrecht oder steil Ost fallend:

1. Sericitgneisse („Casannaschiefer“) vom Massiv des *Mont Fort*, des *St. Bernhard*, des oberen *Entremontthales* etc.;

2. Anthracitschiefer carbonischen Alters mit Anthracitlagern oft von Quarziten begleitet, die bald an der Basis, bald eingelagert oder aufgelagert sich finden. Zone circa 1000 m. breit;

3. Dolomite, Röthidolomit und Gyps, hie und da von verrucanoartigen Schichten begleitet (am *Six blanc* und besonders in der *Combe de Là*);

4. Bündnerschiefer (Glanzschiefer, graue Schiefer, Dalle de Sembrancher). Zone, 2 bis 3, südlicher sogar bis 6 km. breit;

5. Ein schwacher Zug Rauchwacke;

6. Jurassische Schiefer mit vielen deutlichen, wenn auch vielfach nicht specifisch bestimmbar Lias-Doggerpetrefacten im *Val Ferret*, Zone circa 1—2 km. breit;

7. Röthidolomit im westlichen Theil der *Allée blanche*;

8. Anthracitschiefer oberhalb *Entrevès*, am Südfuss des *Montblanc*;

9. Gneiss und Protogin des *Montblanc*.

Hier also treffen wir den Bündnerschiefer, der nicht nur petrographisch mit vielen Stellen aus Bl. XIV genau übereinstimmt, sondern überdies die directe Fortsetzung derselben in zusammenhängender Zone ist, liegend zwischen dem Anthracitschiefer und dessen begleitenden verrucanoartigen Gesteinen und Dolomiten einerseits und dem Dogger andererseits.

Man muss hier vernünftiger Weise noch einen Schritt weiter gehen: Schon die ältere geologische Karte von *Escher* und *Studer* hat ohne Zögern schon vor Auffinden der besten Petrefactenfundstellen diesen dem SO-Rande des *Mont Blanc* entlang laufenden Zug grauer Schiefer als Jura bezeichnet.

Auf Blatt XVIII im 1 : 100,000 hat *Gerlach* die Bezeichnung „*Sz* Glanz-schiefer“ südlich der Rhone beibehalten, während seine Mitarbeiter in der Fortsetzung nördlich der Rhone die Farben und Namen der Jurabildungen angewendet und dem *Sz* nur wenig belassen haben; die hier im Bilde erscheinende Differenz von Bündnerschiefer und Jurabildungen ist zum Theil bloss durch die verschiedenen Bearbeiter bedingt. Thatsächlich würde kein Beobachter, der beide Gehänge des Rhonethales von *Sitten* bis *Martigny* gründlich untersucht hat, dieselben in dem Masse verschieden darstellen, wie es hier geschehen ist.

Auf Blatt XXII reisst *Gerlach* nun die dem Mont Blanc-Massiv direct anliegende Zone der Bündnerschiefer von diesem letzteren unter der Bezeichnung: „*L J*, Lias und Jura unbestimmt“ ab. Ich habe gerade diesen Schichtenzug südlich des Mont Blanc zwischen diesem und dem kleinen Massiv des *Mont Chetif* genau untersucht und ihn als typischen Bündnerschiefer erkannt. Er besteht vorherrschend aus schwarzen Schiefern mit Quarzschnüren nach Art der *Via Mala-Schiefer* und enthält einzelne Kalksteinzüge eingelagert. Auch hier finden wir begleitende Rauchwacken und Gypse. Das petrefactenreiche Gestein im *Val Ferret* ist petrographisch ein ächter Bündnerschiefer vom Typus *Piz Terri*. (Vergl. Anhang.) Dadurch erweist sich eben der anerkannte Jura hier als innerhalb der Bündnerschieferzone gelegen — oder mit andern Worten der Bündnerschiefer als eine Ausbildungsart des Jura.

Man hat von Zeit zu Zeit dem Bündnerschiefer jeweilen wieder Streifen entrissen, in welchen man eben die jurassische Natur sicher erkannt hat, und dieselben zum Jura (inclusive Lias) gezogen, und nun soll der davon gar nicht abzubringende Rest paläozoisch sein!

Betrachten wir endlich noch das Profil des Rhonethal bei *Sitten*. Dasselbe ist hier ein Isoklinalthal mit überkippter (verkehrter) Schichtreihe. Die südlich einfallenden Schichten folgen von S nach N, von den älteren zu den jüngeren:

1. Sericitgneisse, „Casannaschiefer“, vielleicht Aequivalente des älteren Verrucano;
2. Quarzit, Rauchwacke, Pontiskalk;
3. manchmal nochmals Casannaschiefer (z. B. südlich von Sierre);

4. Carbonschiefer mit Anthracit;
5. Quarzitbänke bei *Sion*, *M. Valère*;
6. Bündnerschiefer südlich der Rhone bei *Riddes*, nördlich bei *Sion*;
7. Oberer Lias;
8. „Unterer Jura“ (bei dieser Bezeichnungsweise von Bl. XVII ist der Lias ungeschickter Weise nicht unter den Begriff Jura gefasst. Unterer Jura bedeutet in diesem Falle Dogger;
9. „Mittlerer Jura“;
10. „Oberer Jura“.

Das Wallis und besonders dieser Theil ist ausser der Gegend von Reichenau das einzige mir bekannte Gebiet, wo wir nicht nur sicher sehen, was unter, sondern auch, was über dem Bündnerschiefer folgt.

Der Bündnerschiefer verschmilzt hier ob *Sitten* nach oben in den oberen Lias. Er liegt zugleich sicher über dem Paläozoicum. Bestimmbare Trias dazwischen fehlt. Nr. 7 und 8 entsprechen den petrefactenführenden Schichten des *Val Ferret*.

Auf dem geologischen Blatt XVIII ist leider noch eine ganz andere Zone von Gesteinen, die mit den Bündnerschiefern gar nichts zu thun haben, mit *Sk* bezeichnet worden. Es sind dies kalkführende Glimmerschiefer, welche viel tiefer hinab in der stratigraphischen Serie gehören. *Gerlach* hat hier auch keineswegs sich geirrt, sondern es ist bloß ungeschickt, dass die gewählte Buchstaben- und Farbenbezeichnung zu Verwechslungen mit dem viel jüngeren Bündnerschiefer führen kann. Ausserdem wird das Kartenbild von Bl. XVIII sehr störend dadurch verwirrt, dass die Bezeichnung *Sk* petrographisch statt stratigraphisch genommen worden ist, so dass jede etwas kalkhaltige Partie in den Zonen der Sericit-, Granat- und Hornblende-Glimmerschiefer und Gneisse wie eine eingelagerte Bündnerschiefermuldenzone aussieht. Das Motto „*Sit imago speculum veritatis*“ ist im südlichen Theile von Bl. XVIII überhaupt leider gänzlich unberücksichtigt geblieben.

Auch im *Urserenthale* liegen zwischen dem Röthidolomit in der Mulde Bündnerschiefer und Jurakalk vom Typus des Hochgebirgskalkes beisammen. Ich trete indessen auf die *Urserenthal*profile hier nicht näher ein, da dieselben von *Baltzer* in vortrefflicher Weise dargestellt worden sind (148).

10. Das Verhältniss der petrefactenführenden sicheren Lias und Unterjuragesteine zum Bündnerschiefer.

Abgesehen von den Funden von Petrefacten im Bündnerschiefer, die ich nachher aufzählen werde, sind schon längst, besonders von *Escher*, die Belemniten am *Nufenenpass* und am *Scopi* im schwarz schillernden Knotenschiefer gefunden worden. Diese Belemniten sind so deutlich, dass sie selbst die Fürsprecher des paläozoischen Alters der Bündnerschiefer, nachdem sie solche gesehen haben, rückhaltlos anerkennen. Allein sie sagen nun, das seien auch petrographisch andere Gesteine, das seien „Liasschiefer, keine Bündnerschiefer“. Nun sehen wir einmal durch Verfolgen der Gesteinszonen in der Natur genauer zu, wie denn diese anerkannten „Liasschiefer“ zum „Bündnerschiefer“ sich verhalten. Wer nicht nur hie und da unzusammenhängend die Gebiete oder einzelne Querprofile berührt hat, sondern den einzelnen Schieferzonen systematisch nachgegangen ist, der erkennt mit voller Sicherheit, dass eben die Belemnitenschiefer des *Nufenen* und des *Scopi* faktisch im Zuge der Bündnerschiefer liegen, und dass es in der Natur ganz unmöglich ist, diese letzteren als älter von den Belemnitenschiefern zu trennen — um so unmöglicher, als überall bei normaler Lagerung gerade die tieferen älteren Theile der Bündnerschiefer am häufigsten belemnitenführend sind!

In der Richtung quer zu den Schichten findet kein Mensch zwischen den anerkannten Liasschiefern und den „Bündnerschiefern“ eine ausgesprochene Grenze, geschweige eine solche, welche etwa einer Schichtlücke von Devon bis Lias entsprechen würde. In diesen betreffenden Gegenden selbst sind Carbon, Verrucano, Röthidolomit, Trias zum Theil sehr mächtig entwickelt, aber niemals liegen sie zwischen dem anerkannten Liasschiefer von *Nufenen-Scopi* etc. und den als „Bündnerschiefer“ belassenen und in's Paläozoische verwiesenen Gesteinen, sondern zwischen diesen und dem Gneiss.

Die anerkannten Liasschiefer verschmelzen total ohne Grenze in der Streichrichtung wie quer dazu in die übrigen Bündnerschiefer hinein. Sie streichen in zahlreichen einzelnen Zonen in deren Gebiete, sie

bilden petrographisch alle Uebergänge ineinander oder sind petrographisch ganz identisch. Sie sind einfach die petrefaktenführenden Schichten der Bündnerschiefer.

Im Randgebiete der Bündnerschiefer fehlt es nicht an Faciesvermittlungen, welche alle den Bündnerschiefer der oberen Trias, dem unteren und mittleren Jura nähern. Solche sind z. B.:

Der Opalinusschiefer und der Eisensandstein des Dogger bei *Trins* sind nicht mehr scharf von einander zu trennen, sie bilden Uebergänge in einander. Stellenweise werden die zwischen ihre dünnen knolligen Bänke sich lagernden kalkigen Thonschieferblätter gehäuft zu stärkeren Zwischenschichten, welche ganz den Charakter des südlich des Rheines folgenden Bündnerschiefers annehmen. Im Rheinthale ist leider der Uebergang der gewöhnlichen Lias- und Doggerfacies nördlich des Vorderrheines zu dem Bündnerschiefer südlich davon fast gänzlich unter jüngeren Schuttbildungen verdeckt. Fast nirgends sieht man den Contact der beiden. Hier aber bei *Trins* will es mir scheinen, dass wir einen Uebergang der nördlichen Facies von Lias und Unterdogger in die Bündnerschieferfacies angedeutet haben. Schon *Theobald* hat die Stelle in diesem Sinne hervorgehoben, und er hat ausserdem noch auf eine ganze Anzahl von mehr ostalpinen petrefaktenführenden, unterjurassischen Gesteinen hingewiesen, welche dem Bündnerschiefer völlig gleich sind und in einzelnen Streifen sogar mit dem grossen Bündnerschiefergebiete zusammenhängen, ohne dass dazwischen eine Grenze wäre.

Am *Calandafusse* gegen *Felsberg* und „*Goldene Sonne*“ finden sich im Dogger ähnliche schiefrige Einlagerungen wie bei *Trins*. Hier aber fand *Theobald* ausserdem, und ich kann seine Angabe bestätigen, etwas grüne Schiefer eingelagert, gerade von der Art, wie sie in *Vals*, *Schams*, *Safien* etc. vorkommen. Auch hierdurch ist abermals ein Faciesübergang von den unterjurassischen Bildungen nördlich des *Rheines* in die Bündnerschiefer angedeutet.

Manche Echinodermenkalksteine des Bündnerschiefers sind durchaus gleich solchen des Lias und Dogger im Gebiete unseres Blattes nördlich des *Rheines*, und die spärlichen Quarzite oder Quarzitsandsteine der Bündnerschiefer entsprechen im Ansehen völlig manchen liasischen Quarzitsandsteinen südlich des *Walensee* oder im *Bisithal*.

Es ist leicht, Thonschiefer des Lias im *Bisithal*gebiete oder im *Unterengadin* oder im *Vorarlberg* zu schlagen, welche kein Mensch von gewissen Bündnerschiefervarietäten zu unterscheiden vermag. Selbst *Gümbel* gibt diese petrographische Gleichheit wiederholt zu.

Eine sehr interessante, aber leider schwer zugängliche Stelle ist das *Safienrheimbord* in der Schlucht unter der hohen Brücke bei *Versam*. Dort ragt eine Klippe von Bündnerschiefer in den Bergsturz von *Flims* hinein. Die Schichten fallen mit 35° gegen SSO ein. Schwarze glänzende Thonschiefer von zahllosen Quarz- und Calcitschnüren durchzogen, herrschen vor. Das ist der ächte *Via-Mala*-Typus. Darin liegen einzelne braune kalkige oder auch rostig sandige Bänke. Die kalkigen Bänke sind späthig, oft eine ächte Echinodermenbreccie mit deutlichen rundlichen Durchschnitten von *Crinoiden*, und einer grossen Zahl von deutlich erkennbaren *Belemniten*. Sie gleichen völlig manchen Belemnitenbänken im Gebiete zwischen *Sernfthal* und *Walensee*. Andere Bänke erinnern an den Eisensandstein des Dogger. An dieser Stelle treffen wir also beisammen: 1. typischen Bündnerschiefer; 2. damit wechselagernd petrographisch dem Lias und Dogger nördlich des *Rheines* gleiche Gesteine; 3. Lias oder Doggerpetrefakten.

Bei Gelegenheit einer erst im Frühling 1890 für die Splügenbahn gemachten genauen Begehung der zum Theil schwierig zugänglichen Steilborde des Hinterrheines von *Rothenbrunnen* bis *Reichenau* stiess ich auf eine Anzahl vorzüglicher Aufschlüsse über die uns eben beschäftigende Frage. Die Verhältnisse liegen dort im Allgemeinen wie folgt (Taf. VII, Fig. 1 und 2).

Die prachtvolle Terrasse, auf welcher die Dörfer *Bonaduz* und *Rhäzüns* liegen, wird grösstentheils nicht mehr aus dem Bergsturzmateriel von *Flims*, sondern aus einer ungeheuren, oben offenbar durch Flüsse eben gespülten ächten Grundmoräne gebildet. Diese Moräne zeigt meistens keine Spur von Schichtung, sie enthält Geschiebe aller möglichen rheingebietischen Gesteinsarten. Die Geschiebe sind stets fest eingebacken in Sand und hellfarbigen, gletschermilchartigen Schlamm, sie sind in ihrer Grösse ziemlich gleichförmig, nuss- bis faustgross, selten kopfgross. Grosse eckige Blöcke sind in diesen Moränen nicht enthalten, alle Gesteinsstücke sind gerundet, oft fein polirt,

oft geschrammt. Diese Grundmoränen sind erstaunlich massig und gleichförmig ausgebildet. Sie halten fest in senkrechten Wänden, sogar unterhöhlt; sie bilden die wunderlichsten Gestalten von Erdpfeilern. Sie sind als Sand- und Kiesgruben, z. B. an der Strasse von *Reichenau* nach *Bonaduz*, verwendet.

60 bis 80 m. tief unter diese Terrasse hinein hat sich der Hinterrhein einen breiten, tieferen Thalboden eingeschnitten und arbeitet noch stets an dessen Erweiterung. Rheinkies und Sand bedeckt diese bisher grösstentheils ganz unbenutzte Fläche. Die 60 bis 80 m. hohen Steilborde zeigen die concaven Formen der Serpentinbogen, die zeitweise der Rhein, die Oberterrasse unterspülend, gemacht hat. An vielen Stellen besteht die ganze Höhe dieser Steilborde aus nichts als Grundmoräne, und diese letztere reicht noch unter den jetzigen Rheinboden tiefer hinab. Aber in derselben stecken mehrere Klippen oder Rippen von anstehendem Fels eingehüllt. Das linksseitige Rheinsteilbord hat deren etwa 8 entblösst. Wie dieselben zusammengehangen haben und wie dazwischen die ehemaligen Rheinläufe geordnet waren, die dann später durch die Moräne verschüttet worden sind, lässt sich nicht mehr im Einzelnen feststellen. Vielfach zogen sich offenbar tiefe steilwandige Schluchten zwischen diesen Felsecken durch. Wir betrachten diese Klippen, indem wir von *Reichenau* an dem Steilborde entlang flussaufwärts klettern.

Oestlich von *Bonaduz*, südlich der tieferen Terrasse von *Isla*, ragt zwischen zwei grossen Concavborden eine scharfe Nase an den Rhein hinaus (Taf. VII, Fig. 2a). Der grösste Theil derselben besteht aus Moräne, die vorderste Ecke aber aus anstehendem von Moräne überkapptem Gesteine. Das Profil vom Rheinwasser unten bis hinauf ist bei circa 15° NW-Fallen:

1. Unten schwarzgrauer Thonschiefer mit glimmerig häutigen und mit eisensandig knolligen Streifen, oft Efflorescenzen ausgewitterter Salze. Wer von Norden kommt, wird dieses Gestein als Liasschiefer und Opalinusschiefer oder als schiefrige Abänderung von Eisensandstein des Dogger bezeichnen, wer von Süden kommt, wird es Bündnerschiefer nennen;

2. Darüber echinodermenführende, späthige, braun anwitternde Kalkschiefer, stellenweise deutlich erkenntlich, stellenweise zerdrückt, hie und da fehlend;

3. Aechter Eisenoolith, 1 m. mächtig, grün- und rothfleckig, schiefrig, die Oolithkörner gequetscht, enthält viel Chlorit und Chamoisit, massenhaft schöne Magnetitkrystalle, Pyrit, Belemniten in Menge, Ammoniten, Rhynchonellen;

4. 2 m. grüne Chloritschiefer und charakteristisch grau-gelb gefleckte Schiltkalkschiefer (Birmensdorferschichten), im oberen Theile sehr dünn-schiefrig und an der Aussenfläche voller Efflorescenzen;

5. Graue glänzende Kalk- und Mergelschiefer sehr dünn-schiefrig (Oxford?);

6. Discordant aufsitzende Grundmoräne.

Alle diese Lias-, Dogger- und Oxfordgesteine sind ganz deutlich zu erkennen, allein sie sind alle petrographisch doch schon von der normalen Ausbildung, wie wir sie z. B. bei *Vättis* oder am *Tödi* finden, auffallend verschieden. Sie sind, besonders im untersten Theil, schon völlig zu Bündnerschiefer geworden; Lias, Opalinusschiefer und Murchinsonæsandstein scheinen in Uebergängen verschmolzen, die Echinodermenbreccie ist sehr reducirt und ganz gleich wie viele späthige Kalkschieferbänke mitten im grossen Bündnerschiefergebiet, und besonders ist auch das Gestein über dem Schiltkalke, die Basis des Malmes, auffallend, Bündnerschieferähnlich geworden. Es braucht nur noch einen zweiten Schritt weiter im gleichen Sinne, so sind aus all unseren Jurastufen vom Lias bis und mit dem Oxfordien die gewöhnlichen Varietäten des Bündnerschiefers geworden, der erste ist schon gethan.

Weiter südöstlich, nachdem eine ganze Strecke weit die ganze Bordhöhe von Grundmoränen gebildet war, treffen wir in dem Vorsprunge von *Plazes* auf eine Klippe aus grünschillerndem, oft seidenglänzendem Verrucano! Das Gleiche ist der Fall gegenüber auf der rechten Seite des Hinterrheines. Das kann nichts Anderes sein, als die Wurzel des Südflügels der Glarner Doppelfalte, die hier von Bergsturz und Moräne endlich wieder einmal entblösst erscheint, nachdem wir sie östlich von *Ilanz* unter dem Bergsturz von *Flims* verloren hatten. Die eben vorher betrachteten, ziemlich flachen Juragesteine müssten dann dem Muldenkerne der Südfalte entsprechen, die weiter südlich folgenden dem Gewölbeschenkel der Südfalte angehören.

Wir gehen weiter am Steilbord südlich. Da folgen wieder Grundmoränen, dann ächte Bündnerschiefer, bald mehr reiner Thonschiefer, bald kalkig in zwei moränengetrennten, moränenumkleideten und moränenbedeckten Klippen. In diesen kann man erst keine besonderen Anklänge an bestimm- bare Lias- oder Doggergesteine finden. Fall 30 bis 40° S O. Bald aber finden sich einzelne Lagen braun, holzfarbig, schiefriger Schichten und solche mit eisenschüssig sandigen Knoten und grauglimmerigen Häuten, wie wir sie oben unter dem Eisenoolith gefunden haben, aber ohne solchen. Auch hier viele Efflorescenzen.

Am Vorsprung unter der *St. Georgskapelle* stehen die Bündnerschiefer fast senkrecht und streichen etwas abnorm, fast S N. Hier enthalten sie einzelne Bänke glimmeriger Kalkbreccien, die stellenweise veränderten Schiltkalken sehr ähnlich sehen, ferner finden wir Lagen eisenschüssig sandiger Schichten mitten im Bündnerthonschiefer, die nicht von Opalinusschiefer oder Unterdogger unterschieden werden können, und schöne Echinodermenbreccien auf der Ostseite unter der Kapelle. Die Bündnerschiefer steigen hier bis an den Gipfel der Klippe, auf welcher die *St. Georgskapelle* steht.

Dicht südlich der *St. Georgskapelle* reicht die Grundmoräne wieder bis an den Rhein hinab. Dann aber steigt eine weitere anstehende Klippe auf, an deren Basis ich mit 75° W N W Fall von unten nach oben finde:

Aechten Bündnerschiefer, hie und da mit eisensandigen Knollen;

Eisensandstein, thonschiefrig und flaserig durchzogen;

Eisenoolith grün und braun, mit gequetschten Oolithkörnern und mit Belemniten. Die Oolithkörner oft spärlich, die Kalkgrundmasse hie und da späthig, das ganze Gestein nicht mehr so auffallend wie normal, sondern erinnernd an braune Kalkbänke des Bündnerschiefers;

Schiltkalk, graugelbfleckig, schiefrig;

Graue Kalkschiefer (Oxford?);

Grundmoräne.

Die Lias- und Doggerbildungen haben hier anscheinend im Vergleich zu der nördlicheren Klippe noch einen Schritt weiter gethan in der Degeneration zu Bündnerschiefer. Besonders hat hierin der Eisenoolith Fortschritte gemacht.

Weiter südlich folgt eine aus der Ferne deutlich erkenntliche Umbiegung der Schichten, welche zeigt, dass die Oxford- und Doggerschichten hier eine Mulde im Bündnerschiefer bilden. Als Südflügel taucht der Bündnerschiefer wieder auf. Die Stelle, wo demselben die Doggerschichten auflagern sollten, war unzugänglich. Der Rhein unterspülte die überhängende Wand. Jetzt, weiter südlich, unter dem *Schlosse Rhäzüns* treffen wir lange Zeit nur noch Bündnerschiefer, freilich oft mit rostig-sandigen, oft mit kalkigen Bänken, wie sie von etwas degenerirtem Lias und Unterdogger ununterscheidbar sind.

Südlich von *Rhäzüns* lag der ehemalige Rheinlauf offenbar ungefähr unter der Strasse, die auf der Moränenebene von *Nundraus* sich hinzieht. Die äussersten beiden Vorsprünge des Rheinbordes bei $1\frac{1}{2}$ und 2 km., südlich *Schloss Rhäzüns*, zeigen noch gegen Osten aufsteigende Felsbordreste, der Rhein liegt jetzt noch weiter östlich. Da streicht an diesen beiden Ecken der Fels normal, fällt aber 30^0 gegen NW, während die Bündnerschiefer der höheren umgebenden Berge bei gleichem Streichen nach SO abfallen. Und es ist hier nicht Bündnerschiefer, sondern es sind silberig-seidig glänzende, weisse, grüne und violette Quartenschiefer, in den unteren Bänken mehr und mehr durch Zwischenlagerungen in ächten Röthidolomit übergehend. An der südlichen Klippe war der ächteste, weisslich-gelb, staubig anwitternde, inwendig lichtgraue, dichte oder adrige Röthidolomit in massigen Bänken gut geschichtet vorhanden. Es ist um so nothwendiger, dies hier ausdrücklich hervorzuheben, als diese merkwürdige Felsecke in kurzer Zeit gänzlich verschwunden sein wird, indem der Röthidolomit zu den Rheinwahren gebrochen und weggeführt wird.

Hier also befinden wir uns in der Basis des Bündnerschiefers. Nördlich und südlich und oben durchweg an den Bergen geschlossen Bündnerschiefer, nichts mehr als ächter Bündnerschiefer, darunter, wo wir stehen, noch ein aufgeschlossener Rest von Quartenschiefer und Röthidolomit.

Aus diesen Beobachtungen geht wiederum hervor:

1. Der Bündnerschiefer entwickelt sich grösstentheils unmittelbar unter den paläontologisch und petrographisch sicher erkenntlichen Schichten des Dogger und Oxford hervor.

2. Lias-, Dogger- und Oxfordschichten verändern sich südlich des Vorder-
rheines mehr und mehr in der Art, dass sie manchen normalen Varietäten des Bündnerschiefers ähnlich werden.
3. Der Bündnerschiefer liegt über dem Quartenschiefer und dem Röthidolomit.

Die Auffassung, der Bündnerschiefer sei eine vorherrschend thonigmergelige tiefmeerische Facies des Lias, Dogger und Oxford, in welcher sich die Unterschiede dieser Abtheilungen mehr und mehr verwischen, gewinnt immer mehr Sicherheit. Dem Lias trauen wir wegen der später zu erwähnenden Petrefakten den Hauptantheil zu, aber auch Dogger und Oxford sind sicherlich nicht überall unbetheiligt an der Ausbildung der Bündnerschiefer.

Schon in jenen Gebieten nördlich des Vorderrhein sehen wir, dass der Lias an Mächtigkeit sehr stark wechselt auf geringe Distanzen. Vergleichen wir die zwei oder drei Meter Lias am *Mürtschenstock*, am *Tödi*, an den *Windgällen* mit den Hunderten von Metern an der *Magereu*, am *Glärnisch* und im *Bisithal*. Der Sprung vom Lias von *Trins* nach den Bündnerschiefern im *Domleschg* ist nicht grösser.

Noch viel deutlicher werden die Faciesübergänge im *Wallis*, wo Lias und Dogger nördlich der *Rhone* trotz sicheren Petrefakten petrographisch noch halb Bündnerschiefer sind, und der Jura des *Val Ferret* auf's Haar dem Viamalaschiefer an Art der Ausbildung wie an Mächtigkeit gleicht.

Wenn gesagt wird, es sei nicht denkbar, dass der Lias und Dogger, wie er im *Untereengadin* und nördlich des *Vorderrheines* vorkomme, auf so kurze Distanz in diese gewaltig mächtige Bündnerschieferbildung übergehe, so ist dagegen zu bemerken:

1. Dass dergleichen Facieswechsel auf solchen Distanzen von immerhin noch (die Faltung mitgerechnet!) circa 10 km. wohl auch schon in anderen Gegenden, z. B. in *Südtirol* und *Venetien*, beobachtet worden sind. Sehr auffallend erscheint auch mir dieser Wechsel, aber nicht unmöglich.

2. Dass, wenn der Bündnerschiefer paläozoisch sein sollte, diese Schwierigkeit, noch viel vergrößert, nur auf eine andere Stelle geschoben, aber nicht aufgehoben ist; es bleibt dann zu erklären, warum auch an Stellen vollkommener Concordanz von ächten krystallinen Schiefern mit den Verru-

cano-, Trias- und Jurabildungen plötzlich diese gewaltige paläozoische Bildung aussetzt, während sie dicht daneben in voller Entwicklung von vielen Hunderten von Metern vorhanden ist, und ebenso unbegreiflich, warum Carbon, Verrucano und Trias da plötzlich fehlen, wo belemnitenführende Zonen dem Bündnerschiefer eingelagert sind — sie sollten dazwischen sein!

Dass die Lagerungsverhältnisse im südöstlichen Graubünden verwickelter und durch scharfe Facieswechsel verworren und sehr schwierig deutbar sind, davon gibt uns schon das Gebiet von *Schams* eine Vorahnung. Niemals aber werde ich es vermögen, die in weiten Regionen mit ganz klaren einfacheren Lagerungsverhältnissen gewonnene Einsicht in die stratigraphische Stellung der Bündnerschiefer den Schwierigkeiten zu opfern, die sich bei Anwendung dieser Einsicht in einem so verworrenen Gebiete ergeben — und dies um so weniger, als keine andere Auffassung dort wesentlich leichter in der Anwendung sich gestaltet. Die Natur lässt sich durch die Theorien der Menschen nichts von ihrer Mannigfaltigkeit und Complication wegnehmen! Und wenn *Diener* wie *Vacek* finden, ihre Profile seien einfacher und deshalb richtiger, so werden doch Viele mit mir diese Logik nicht anerkennen.

Es sei endlich genug! Wir mögen uns umsehen, wo wir wollen: überall da, wo die Lagerungsverhältnisse auf grosse Erstreckungen relativ einfach und unzweideutig klar sind, erweist sich der ächte Bündnerschiefer als sicher kein Silur, kein Devon, jünger als Carbon, als Verrucano und als Röthidolomit. Wo zweifellose Trias einfach liegt, wie im Averser- und Madriserthal, liegt der Bündnerschiefer über dieser Trias. Wo der Bündnerschiefer in seinem Dach mit anderen Schichten in Verbindung kommt, da sehen wir ihn in Oberen Lias und Dogger verschmelzen, wobei diese Gebilde petrographisch auch noch den Bündnerschiefercharakter beibehalten, oder er wird von Malm überlagert. Er enthält die als Lias erkannten belemnitenreichen Schieferzüge als Theil seiner selbst, und im umgebenden Lias und Dogger sind Uebergänge in die Facies des Bündnerschiefers angedeutet. Als Resultat dieser Betrachtungen über die Lagerung des Bündnerschiefers können wir sagen:

Der Bündnerschiefer beginnt — besonders im Westen — wahrscheinlich schon in der Trias, sein Schwerpunkt gehört dem Lias, und er reicht wahrscheinlich noch in den Dogger und die Oxfordbildungen hinein. Er ist eine vorherrschend tiefmeerische Facies dieser Zeitabschnitte der Erdgeschichte.

D. Die Leitfossilien des Bündnerschiefers.

Die Belemniten der *Nufenen*, des *Urserenthales*, des *Scopi* und am *Albulapass* werden als bestehend angenommen. *Gümbel* und *Diener* versuchen nun, diese Funde als ausserhalb des Bündnerschiefers darzustellen, und die übrigen weniger deutlichen Funde in ihrer Deutung zu bezweifeln. Das Verfahren ist sehr willkürlich.

Von *Theobald's* Belemniten vom *Churwaldner Faulhorn* wird gesagt, sie seien wohl nur „Gesteinswülste ohne organische Structur“; über die gryphäen-ähnlichen Reste am Fusse des *Stützerhornes* sei „zu bemerken, dass, falls sie „wirklich als solche sich erweisen würden, es nicht ausgeschlossen ist, anzunehmen, sie seien auf secundärer Lagerstätte im angeschwemmten Schutt „gefunden worden“. Mir scheint diese Zumuthung an *Theobald* doch etwas stark — er kann sich leider nicht mehr über diese Vermuthung aussprechen — sonst würde er wohl sagen, dass 1) an jener Stelle kein anderer Lias-Schutt als solcher aus dem Bündnerschiefer hingelangen konnte, und 2) dass er Schutt von einer nahen Felswand an deren Fusse von weiter hergeführtem „angeschwemmtem Schutt“ wohl zu unterscheiden vermöge. Den gleichen Verdacht äussert *Gümbel* gegenüber dem *Equisetum liasicum* aus *Val Clozza*.

Und wenn nun doch die Gryphäen sich als solche im anstehenden Bündnerschiefer erweisen und gut erhaltene Belemniten gefunden werden, dann wären *Gümbel* und *Diener* doch vielleicht noch nicht widerlegt, sie würden einfach diesen petrefaktisch als Lias erwiesenen Fetzen aus dem Bündnerschiefer wegdecretiren und von einer liasischen Mulde im alten paläozoischen oder cambrischen Bündnerschiefer sprechen — wie sie dies mit

Nufenen und *Scopi* thun. Aber der Gesteinsverband sagt, dass dies Willkür zu Liebe einer Theorie ist. Wer die *Scopibelemniten* anerkennt — und das muss Jeder thun, der sie gesehen hat — der muss auch den Bündnerschiefer als Ganzes als vorherrschend Lias anerkennen — sobald er dem Gesteinsverband systematisch nachgegangen ist und nicht bloss einzelne Profile besucht hat. *Escher* und *Studer* haben schon 1839 des Bestimmtesten aus dem Gesteinsverband die Einheit der ganzen Bündnerkalk- und Schieferbildung erkannt und vielfach hervorgehoben (z. B. S. 198 etc.).

Es ist hier wohl am Platze, vor meinen eigenen Beobachtungen erst meinen Vorgängern das Wort zu geben. *Arnold Escher* und *B. Studer* schreiben 1839 (14) S. 199: „Unsere Bündnerbelemniten von *Alpascel*, sowie diejenigen vom *Piz Beverin* und von der *Agneialp* am *Julier* scheinen den Charakter der Liasbelemniten zu tragen . . .“ Ferner S. 201: „So beschränkt die Anzahl dieser organischen Ueberreste ist, so erheben sie doch unsere frühere Folgerung, dass die Stelle des Bündnerischen Kalk- und Schiefergebirges nur in der jüngeren Secundärfolge gesucht werden könne, über jeden Zweifel, denn weder Belemniten noch Pentacriniten steigen unter den Lias hinunter.“

Theobald in Lieferung 2 dieser Beiträge, Seite 23 und 24, sagt: „Auf dem *Malixer* und *Churwaldner Faulhorn* fanden sich in ziemlicher Menge Körper, welche wie stark gedrückte und gestreckte Belemniten aussehen und die ich auch dafür halte. *P. Merian* glaubt sie auch dafür ansehen zu müssen Am Fusse des *Stäzerhorn* . . . fand ich in den grossen Trümmerblöcken von Sandschiefer, welche dessen östliche Abhänge umlagern, einige Bivalven, die *Gryphæen* glichen, und welche wegen der Härte des Gesteines nur unvollkommen zu erhalten waren. Dagegen kommen an eben den Orten, sowie auf dem *Hochwang* sogenannte Mäandrinen vor, die man als Flyschversteinerungen betrachtet, aber das ist ein sehr unsicherer Anhaltspunkt. *Fucoiden* fand ich bei *Tschiertschen*, auf der *Chureralp*, sowie in den grauen Schiefern am Fusse des *Parpaner Weisshornes*, in dem Tobel zwischen *Obervatz* und *Lenz*, bei *Peist* im *Schalfg*. Sie sind hier im Ganzen genommen sehr selten. Desto häufiger finden sie sich im *Prättigäu* und in den Bergen der *Herrschaft*; auch in den Schiefern, welche am *Fläschner Berg* unter dem

schwarzen Jurakalk liegen. Manche der *Prättigäuer* Fucoiden haben viel Aehnlichkeit mit *Fucus aequalis*, *intricatus*, *Targionii* und anderen Flysch-fucoiden, scheinen mir aber doch nicht ganz die gleichen zu sein, andere kommen mehr auf *Gümbel's Chondrites latus* und *minimus* heraus, welche in die Algäuschiefer gehören. Dazu fanden sich eine Menge bis jetzt noch nicht beobachteter Formen, besonders auf der *Drusenalp* und bei dem eingegangenen Bade *Gannei*, an letzterer Localität mit denselben einige Exemplare einer Pflanze mit wirtelförmig gestellten linearen Blättern, die einem *Asterophylliten* oder einer *Annularia* gleicht, sowie der gut erhaltene Abdruck eines *Ammoniten* aus der Abtheilung der *Falciferen* Man sieht, dass hier Vieles darauf hinweist, dass wir es mit Unterjura und Lias zu thun haben. Die Schiefer bei *Ilanz* und andere auf der rechten Seite des Vorderrheines gehören nach den Lagerungsverhältnissen bestimmt dahin und stehen in directem Zusammenhang mit den Unterjuraschiefern von *Tamins*, welche mit denen des *Calanda* zusammenhängen; die Schiefer von *Samnaun* und *Unterengadin*, welche denen von *Chur* zum Verwechseln gleichen, haben sich durch Auffindung zahlreicher Belemniten und verschiedener Ammoniten als liasisch und sonst zu den unteren Juragebilden gehörig ausgewiesen. Eben dies ist der Fall mit den Schiefern, die aus *Livigno* über den *Piz Casanna* etc. bis in die Nähe von *Zuz* und *Scanfs* streichen, so wie auch mit den Schiefern des *Albula*, welche die grossen Dolomitstöcke zu unterteufen scheinen, in der That aber ihnen an- und eingelagert sind. Was die Fucoiden des Prättigauer Schiefers betrifft, so betrachte ich deren Aehnlichkeit mit Flyschfucoiden als etwas sehr Unsicheres. Ich habe mich längere Zeit mit lebenden Pflanzen dieser Familie am Meeresufer beschäftigt, und wer dasselbe gethan hat, wird wissen, dass dieselben ohne mikroskopische Untersuchung des Zellenbaues und der Fructificationsorgane zum grossen Theil gar nicht sicher zu bestimmen sind, dass äusserlich ganz täuschend ähnliche Formen oft nicht bloss der Art, sondern selbst dem Genus nach verschieden sind und dass also die äusserliche Aehnlichkeit der Formenumrisse durchaus nicht immer ein entscheidendes Kennzeichen ist.“

Was ich hinzuzufügen habe, ist nur eine Bestätigung der Auffassung von *Escher*, *Studer* und *Theobald*. Ich habe allmählig die Zahl der Petrefakten-

funde aus dem Bündnerschiefer des Gebietes wesentlich vermehrt. Ich zähle dieselben, so weit ich sie notirt habe, im Zusammenhang mit den schon bisher bekannten auf:

1. Belemniten.

Escher hatte die Belemniten im schwarzglänzenden Knotenschiefer des *Scopi* beiderseits vom Thalboden von *Santa Maria Lukmanier* gefunden, und *v. Fritsch* hat diese Funde bestätigt. Am südlichen Gehänge des *Scopi* sind sie am häufigsten. Zu Hunderten fand ich sie, zum Theil in vortrefflicher Erhaltung, ob der *Ganna nera* (= „schwarzer Schutt“) am Südabhang des *Scopi*, und von da hinaufsteigend gegen den *Pizzo Corvo* fand ich sie im Anstehenden. Von hier verfolgte ich nun den Belemnitenzug und fand in demselben weitere Belemniten.

Am nördlichen Gehänge des *Val di Campo* auf der Grenze von Blatt XIX und XIV südlich unter dem *Lago retico* vorbei auf eine Länge von circa 8 km. bis in's *Val Camadra* hinaus sind die Belemniten stets vorhanden, wenn auch lange nicht mehr so häufig wie am *Pizzo Corvo*. Sie entsprechen hier nach einschliessendem Gestein und Erhaltungszustand völlig diesen letzteren.

Im *Val Camadra* fand ich Belemniten in der kleinen westlichen Seitenschlucht unterhalb *Daigra* im schwarzglänzenden Knotenschiefer.

Einige sehr kenntlich erhaltene Belemniten, zwar gestreckt und in Stücke zerrissen, fand ich im glatten, schwarzen, kalkfreien Bündnerschiefer am *Greinapass* nahe der Ecke gegen *Val Camadra* — also in dem tiefsten Theil der Bündnerschiefer.

Sehr deutlich erhaltene Belemniten fand ich in ziemlicher Zahl im schwarzglänzenden Knotenschiefer unter dem Dolomit östlich von der Passhöhe zwischen *Alp Motterasco* und *la Greina*.

In der Fortsetzung des *Greinazuges* traf ich zahlreiche, aber weniger gut erhaltene Belemniten in *Canal*, jenem Thälchen, welches vom Gletscher des *Piz Guda* nördlich gegen die *Greina* geht. Ich gebe gerne zu, dass manche dieser Belemniten mit Recht wohl von *Gümbel* nicht anders beurtheilt würden, als diejenigen vom Churwaldner *Faulhorn*. Einzelne der schlechteren

Stücke hätten an und für sich auch mir niemals die Zuversicht eingeflösst, dass ich es hier mit Belemniten zu thun habe. Ganz anders aber macht sich die Sache, wenn man eine grosse Anzahl von Stücken sieht, wo am einen Stück ein Spitzende, an einem andern eine Alveole, an einem dritten concentrische und radiale Textur etc. sichtbar sind, so dass eines das andere ergänzt, und wo von deutlichen Stücken alle Uebergänge zu den undeutlichen und zu den unkenntlichen gefunden werden. Schliesslich kann man mit voller Sicherheit Marmorschmitzen im Schiefer, welche von zerdrückten Belemniten herrühren, von ähnlichen anderer Entstehung unterscheiden. Das Auge übt sich im Unterscheiden in einer Specialität ein und erkennt aus zehn schlechten Stücken die Belemnitenatur oft gleich sicher, wie aus einem einzigen, aber guten. In diesem Sinne kann ich bestimmt behaupten, dass der Bündnerschiefer in *Canal* viele Belemniten enthält.

Oberhalb der mittleren Hütte der *Alp Blengias* am Nordostabhang des *Piz Terri* traf ich viele Belemniten im bräunlich anwitternden, grauen, kalkhaltigen Bündnerschiefer, und überdies einige Formen, die am ehesten Corallen sind.

Etwas weiter gegen S O, unterhalb der mittleren Hütte der *Alp Blengias* am Fuss des Ostgrates von *Piz Terri* im obersten *Lugnetz* traf ich zahlreiche Belemniten in den glänzenden, theils glatten, theils schon knotigen Bündnerschiefern des *Piz Terri*.

Der kalkreiche, hie und da in blendenden Marmor übergehende Bündnerschieferzug, welcher durch den *Piz Aul* geht, liess im oberen Theil des *Val Seranastgia* neben zahlreichen, für mich undeutbaren Resten organischen Ursprunges, auch eine Anzahl von Belemniten erkennen. Ferner enthält solche in zahlreichen Exemplaren der braungrau glimmerige Bündnerschiefer, der an der „*Saltelte Lücke*“ unter dem grünen Schiefer liegt und in den Gipfel des *Piz Aul* sich zieht. Den Bündnerschiefer direct westlich unter dem *Weisshorn* über dem *Saferberg* fand ich bei etwa 2700 m. Meerhöhe reich an zweifellosen, zum Theil zerrissenen, aber noch sehr deutlichen Belemniten (die Fundstelle ist leider auf der Karte zu verzeichnen vergessen worden, hingegen findet sich dort ein Streich- und Fallzeichen eingetragen). Der Bündnerschiefer fällt an dieser Stelle unter den Kalk der Grauhorngruppe

hinein. Es ist dies genau derselbe Bündnerschiefer, den *Diener* für paläozoisch hält!

Die Brücke über den Safienrhein bei *Versam* steht auf einer Bündnerschieferklippe. Klettert man an den Fluss hinab, so trifft man dort ächten, schwarzen, von Quarzschnüren durchzogenen Via Mala-Schiefer, dazwischen einige kalkig sandige braune Bänke und rostig sandige Bänke, die an Lias und Dogger des *Walensee* erinnern. In diesen Bänken fand ich zahlreiche, deutliche Belemniten und viele rundliche Durchschnitte durch Crinoidenstiele.

In der *Steilen-Alp* fand ich im grauen marmorisierten Kalkstein, welcher hier über, an anderen Stellen wieder unter Bündnerschiefer liegt und wahrscheinlich eine Art Facieswechsel innerhalb des grossen Bündnerschiefercomplexes darstellt, eine ganze Menge sicherer, durchaus deutlicher, etwas gestreckter oder gequetschter Belemniten (* in der Karte N O von *Sufers*). Die radialfasrige und concentrisch schichtige Structur, die excentrische Lage der Längsaxe, die Alveolen waren an manchen Stücken zu sehen, während eine Artbestimmung nicht auszuführen ist. Unfern des kleinen blauen Sees östlich unter dem *Weisshorn* fand ich in den Kalkblöcken des *Weisshornes* unbestimmbare Crinoidenstielglieder und wiederum Belemniten.

Mineraliensammler *Huonder* hat mir einige gute Belemniten aus der Nähe von *Curaglia* gebracht. Das Gestein stimmt genau mit den dort vorhandenen kalkigen Einlagerungen im Bündnerschiefer des Medelserthales überein, so dass ich an der Richtigkeit der Ortsangabe nicht zweifle. Endlich habe ich aber auch einen wenigstens wahrscheinlichen Belemnitenfund zu verzeichnen aus den grünen Schiefern, welche bei *Riedenbühl*, einem Staffell der *Leiseralpe* ob *Vals*, in den grauen Schiefern eingeschlossen sind. Das Stück gehört nicht zu den guten zwar, und wäre für sich allein wohl nicht überzeugend.

Im Verlaufe der Jahre fand ich noch an manchen andern Stellen im Bündnerschiefergebiete mehr oder weniger deutliche Belemniten, ohne dies besonders zu notiren. Diese Belemnitenfunde wurden mir mehr und mehr zu den selbstverständlichen zeitweisen, freilich nicht häufigen Begleitern im Bündnerschiefergebiete. Die oben speciell aufgezählten Fundstellen beziehen sich alle auf das anstehende Gestein, nicht auf Schutt. Sie gehören durchaus

nicht alle den Schiefern vom Habitus des *Scopi* und der *Nufenen* an, und andererseits gibt es auch (z. B. auf *Scherbodenalp*) charakteristische *Nufenen-Scopi*-Knotenschiefer, in welchen ich vergeblich nach Belemniten suchte. In den *Escher*'schen Notizen finden sich hie und da Belemniten aus dem Bündnerschiefergebiete erwähnt. *Escher* und *Studer* erwähnen einen vollkommen deutlichen Belemniten von mittlerer Grösse, den sie zu oberst in der *Annarosalp* im Bündnerschieferkalk des Grates zwischen *Schams* und *Safen* gefunden haben (14, S. 118).

Dass fast nichts Anderes als Belemniten hier vorkommen, kann uns nicht verwundern; es stimmt dies mit dem tiefmeerischen Charakter der Bündnerschiefer und mit der soliden Beschaffenheit der Belemniten überein. Weniger feste Fossilien sind durch die Quetschung völlig unkenntlich gemacht worden.

Ich habe Herrn Prof. Dr. *Mayer-Eymar* meine sämtlichen Belemniten des *Scopi* zu einer genaueren Prüfung vorgelegt. Er erklärt, dass dieselben durchaus mittelliasischen Typus hätten, und dass Belemniten, die dem Dogger angehören könnten, unter diesen Stücken fehlen. Er glaubt mit ziemlicher Sicherheit *Belemnites paxillosus* *Schloth.* und mit Wahrscheinlichkeit überdies *Bel. apicicorvatus* *Blainville* (ehemals *Bel. elongatus* *Miller*) unter denselben zu erkennen. Die Stücke vom *Val di Campo* seien die gleichen Arten. Bei den übrigen, freilich spärlicheren und viel schlechter erhaltenen Stücken liess sich feststellen, dass sie wohl ebenfalls Lias-, nicht Doggerformen sind, während eine genauere Annäherung an Artbestimmung nicht möglich ist. Von Herrn Dr. *Bertschinger* sind einige meiner *Scopi*- und *Nufenen*-Belemniten als *Bel. Oosteri* bestimmt worden, und Prof. *Mayer-Eymar* hat diese Bestimmung bestätigt. Also auch hier stossen wir wieder auf mittleren bis unteren Lias.

Die bisher angeführten Funde vertheilen sich auf die verschiedenen Unterzonen des Bündnerschieferzuges zwischen Gotthard-, Adula- und Liro-massiv derart, dass dadurch die liasische Natur des ganzen Complexes dargethan wird. Gegen Osten streichen diese Unterzonen fächerförmig auseinander und absorbiren so in sich das ganze Bündnerschiefergebiet. Der Gesteinsverband ist so innig, dass dadurch auch das Liasalter des ganzen Bündnerschiefers dargethan ist. Wenn ich aus dem breiteren östlichen Gebiete

des Bündnerschiefers nicht mit einer entsprechenden Anzahl von Belemnitenfunden aufrücken kann, so rührt dies nur davon her, dass ich jene Gebiete weit weniger eingehend durchsucht habe.

2. Andere Petrefakten des Bündnerschiefers.

Vom *Frunthorn* absteigend in den Hintergrund des *Lugnetzerthales* notirte ich am 19. August 1880 folgendes Profil von nahezu senkrecht stehenden Bündnerschiefern (Profil Nr. 6):

1. Herrlicher, glimmerreicher Adulagneiss, vielfach gefältelt, oft deutlich neben der ursprünglichen Schichtungsschieferung noch eine transversale Druckschieferung oder auch ausgezeichnete Linearstreckung zeigend. Darin Einlagerungen prachtvoll bruchlos gefältelter, zuckerkörniger Dolomite;

2. Röthidolomit, zellig, an einzelnen Stellen aussetzend, gelblich staubig anwitternd, 0 bis 10 m. mächtig;

3. Weisslicher und grünlicher Glimmer-Bündnerschiefer, 100 bis 150 m., steil N N W fallend;

4. Schwarzer glänzender Bündnerschiefer, zum Theil Knotenschiefer, identisch mit demjenigen der *Ganna nera*, steil N N W bis vertikal gestellt, circa 400 m. mächtig; darin Granat, Zoisit, Staurolit, aber keine Belemniten gefunden;

5. Graue und braune Bündnerschiefer mit rostig-sandigen und kalkig-sandigen Bänken, circa 200 m.;

6. Schwarze und graue Bündnerschiefer, hie und da kalkig, vertikal gestellt, circa 500 m. mächtig;

7. Glimmer-Bündnerschiefer, hie und da sandig-glimmerig oder als Glimmerphyllit ausgebildet, stellenweise Streifen von grünen Schiefern vom *Valser*-Typus enthaltend, 100 bis 300 m., circa 80° N N W fallend;

8. Krystallinisch kalkiger Bündnerschiefer und Bündnerschiefermarmor, circa 100 m., zuerst ist der grobkörnige Marmor dunkelgrau, dann hellgrau, in massigen Bänken abgesondert. Hie und da weiss oder blass fleischfarbig, endlich graugrün fleckig bis dunkelgrün. In dem grünlichen Marmor finden sich zahlreiche kleine Magnetitkörnchen, während das Gestein auswendig rostig anwittert;

9. Feine schwarze glänzende Thonschiefer des *Piz Terri*, Fall 80 bis 85° SSO, dann Belemniten führende schwarze Kalkthonschiefer mit circa 70° SSO Fall, wohl 2000 bis 3000 m.

Der Complex der Marmorschichten Nr. 8 obigen Profiles streicht westlich durch die Lücke zwischen *Piz Terri* und *Piz Alpettas*, östlich durch den *Piz Aul*, wo er stellenweise blendendweiss wird, bis über *Buccarischuna* hinaus. Im graugrünen Marmor fanden sich nun massenhafte Spuren von Petrefakten, und zwar von gebogenen und ebenen Schalen eines Zweischalers, welche alle in schneeweissen, ziemlich grobkörnigen Marmor unter Verlust jeder inneren Schalenstructur umgewandelt, aber gegen das umschliessende Gestein ziemlich scharf abgegrenzt sind. Man unterscheidet diese Petrefakten nur durch die weisse Farbe und das etwas gröbere Korn vom Gestein. Herausschlagen aus dem Gestein ist nicht möglich, die Verbindung von Gestein und Petrefakt ist eine zu innige. Loszuschlagen und mitzunehmen war wenig. Am besten liessen sich Durchschnitte durch die Petrefakten auf frisch gewaschenen Erosionsflächen oder an einigen in den Bach gestürzten und da glatt gewaschenen Blöcken studiren. Auf Taf. V, Fig. 3, habe ich einige dieser Schnittformen dargestellt. Man erkennt, wenn man deren eine grosse Zahl vergleicht, dass es sich um die Reste einer zweischaligen, mechanisch nur wenig verzogenen Muschel handelt. Die eine Schale ist stark gebogen und dick, hat einen schärfer gekrümmten Wirbel und ist dort am dicksten. Sie bildet die Form eines ziemlich tiefen Schiffchens mit oben etwas eingebogenen Rändern. Die andere Schale ist fast ganz flach, oder wenig concav eingebogen, und stets bedeutend dünner als die stark gebogene Schale. Ich habe alle denkbaren Fossilien der paläozoischen Gebilde mit diesen Durchschnitten in Beziehung zu bringen versucht, aber ohne Erfolg. Hingegen findet sich eine vollständige Uebereinstimmung mit *Gryphaea*. Da stimmen alle Formen, es stimmt die Art der Krümmung, die Dicke der Schale, die Grösse, und jede der gesehenen Formen ist ohne Schwierigkeit als irgend ein schiefer Schnitt durch *Gryphaea* ganz ungezwungen deutbar. Es ist nicht *Gr. arcuata*, denn die Randfurche derselben fehlt, der Wirbel ist hier nicht so stark aufgerollt wie bei *arcuata*, wohl aber stimmen die Formen ganz genau mit *Gryphaea cymbium* des mittleren Lias überein.

Am 23. August 1880 zeigte ich meine Zeichnungen der betreffenden Durchschnitte Herrn Oberbergrath v. *Gümbel*, den ich an diesem Tage zufällig das Vergnügen hatte, in *Thusis* zu treffen. Auch er erklärte diese Reste als „zweifelloos von liasischen Gryphæen stammend“.

Wer nun den Verlauf dieser kalkigen Zone im Bündnerschiefer studirt, der überzeugt sich bald, dass es unmöglich ist, dieselbe als eine junge Einlagerung im paläozoischen Bündnerschiefer anzusehen, sondern dass diese liasische Bildung eben dem Bündnerschiefer als solchem angehört, und beweist, dass der Bündnerschiefer selbst Lias ist. Auch hier müsste man die Natur einer Theorie zu Liebe verläugnen, wenn man trotzdem den Bündnerschiefer als paläozoisch erklären wollte. Kein Mensch kann vernünftiger Weise diese Gryphæenlager aus dem Bündnerschiefer herauschälen, sie gehören ihm ganz und gar zu eigen.

In dem fein gefalteten Bündnerschiefer an der Stelle, wo die Splügenstrasse südlich des Dorfes *Splügen* den *Hausernbach* unterhalb der unteren Strassenkehren überschreitet, traf ich auf die marmorisirten Schalen von Bivalven, welche in ihrer Form theils den eben genannten, theils *Cardinien*-schalen gleichen.

Am 25. August 1890 bei Gelegenheit einer Excursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Bündnerschiefer (156, Seite 193 und folgende) fand *Schmidt* (Basel) in einem vom *Scopi* herabkommenden frischen Muhrgang einen Block von knotigem calcithaltigem Zoisit-Glimmerschiefer, durchaus dem gleichen Gestein, welches einen Theil der Belemniten des *Scopi* führt, eine dicke in weissen grobkörnigen Marmor umgewandelte, aus dem Gestein etwas vortretende Schale einer Bivalve. Dieses Stück ist in natürlicher Grösse abgebildet auf unserer Tafel V, Fig. 8. Die Schale setzt durch das Felsstück hindurch, so dass auch noch auf der Rückseite ein kleinerer Durchschnitt erscheint. Sowohl Prof. *G. Steinmann* (Freiburg) wie *Mayer-Eymar* halten diese Bivalve nach genauer Prüfung übereinstimmend für eine liasische *Cardinia*.

In ähnlichem Gesteine fand sich an gleicher Stelle ein circa 15 mm. breiter Durchschnitt eines gleichfalls in körnigen Calcit umgewandelten Stieles von *Pentacrinus* — wahrscheinlich: *P. tuberculatus*.

Tafel V, Fig. 9 stellt in natürlicher Grösse einen hellgrauen von Glimmerschüppchen durchsetzten krystallinischen Kalkschiefer dar, in welchem eine ganze Anzahl weisser Sterne erscheinen. Dieselben bestehen aus unregelmässig gelagerten grossen Calcitkörnern und setzen prismatisch ein kurzes Stück weit in das Gestein hinein. Ich besitze 6 solche Stücke. Dieselben stammen zum Theil von *Mutschnengia*, zum Theil von der Nähe von *Biscuolm*, beide Fundstellen angehörend der schmalen Bündnerschieferzone am Nordrande des Gotthardmassives, da wo dieselbe das *Medelserthal* durchquert. Die eine Fundstelle liegt westlich, die andere östlich von *Curaglia*. Ohne Zweifel sind diese Sterne die Stielglieder des liasischen *Pentacrinus tuberculatus*. Von der gleichen Localität hat mir mein Petrefaktensammler *Huonder*, der die Pentacrinussterne entdeckt hat, noch eine Anzahl Stücke gebracht, welche zahlreiche marmorisirte Durchschnitte kleinerer Bivalven, verschiedene deutliche Belemniten etc., allein nichts genauer Bestimmbares enthalten. Diese kalkigen Gesteine bilden dünne Schichten zwischen dem schwarzen Schiefer der genannten Zone.

Tafel V, Fig. 10, gibt ein Bild von den braun anwitternden glimmerreichen Kalkschiefern, welche im *Val Rondadura* westlich der *Lukmanierpasshöhe*, eingelagert in der fortgesetzten Bündnerschieferzone des *Scopi*, in einzelnen Bänken erscheinen. Die Belemniten und die Pentacriniten, welche hier vorkommen, sind schon *Escher* und *Fritsch* bekannt gewesen. Ich besitze grosse Platten von dort, welche eine wahre Pentacrinitenbreccie darstellen, die oft im Ansehen ununterscheidbar ist von der in den Alpen nördlich des Rheines gewöhnlichen Pentacrinitenbreccie des Dogger, und welche sehr erinnert an die ähnlichen Gesteine vielerorts im Bündnerschiefer (*Versamerbrücke*, *Solisbrücke* etc.). Ob Lias oder Dogger, konnte ich nicht entscheiden.

Manche Bänke der Bündnerschiefer sind dicht erfüllt mit undeutlichen Petrefaktenrestchen. Ob der paläontologische Mikroskopiker daraus dereinst etwas wird erkennen können, weiss ich nicht, aber ich hoffe es. Fucoiden, Helminthoiden etc. habe ich keine im Bündnerschiefer westlich des Hinter rheines gefunden.

Alle bisherigen Petrefaktenfunde im Bündnerschiefer von Blatt XIV weisen also hin auf *Lias*. Es ist kaum daran zu zweifeln, dass sich dieselben im Laufe der Zeit noch vermehren werden.

Im Gegensatz zu den aufgeführten Funden von liasischen Petrefakten im Bündnerschiefer haben die Anwälte des paläozoischen Alters des Bündnerschiefers noch niemals auch nur die leiseste Spur eines paläozoischen Petrefaktes namhaft machen können.

Und die Schieferstriche des *Prättigau* sollen dem eocänen Flysch angehören bloss wegen ihren *Fucoiden* und trotz den *Ammoniten*? Wer kann *Fucoidenspecies* in diesem Erhaltungszustande sicher unterscheiden? Wer kann behaupten, dass nicht die gleichen *Fucoidenarten*, welche im Eocänmeere massenhaft vorgekommen sind, auch unter gleichen Bildungsbedingungen schon im Lias gelebt haben, sind doch diese Arten der Kryptogamen alle sehr langlebig und alt, und sind doch manche liasische *Fucoiden* so gut wie viele tertiäre nicht sicher von den jetzt lebenden zu unterscheiden. Ich meinerseits kann die Schiefer des *Prättigau* nicht von den übrigen Bündnerschiefen trennen, weder nach Gestein noch nach Lagerung. Ich bleibe an der Schwierigkeit hängen, eine Grenze zu finden zwischen den liasischen Bündnerschiefen von Blatt XIV, die ich kenne, und den angeblich eocänen des *Prättigau*. Jede solche Trennung kann nur nach einer ganz künstlichen, der Natur widersprechenden Linie angenommen werden. Wie verkehrt ist es nicht für den Kenner des Gebietes, wenn z. B. die Erosionsfurche der Plessur dafür herhalten soll (*Heer, Noë*). Die verschiedenen Verfasser (*Heer, Mojsicovics, Diener*) schwanken in der Lage der Grenze, sie haben eben absolut keine Anhaltspunkte für dieselbe. Es sind keine Grenzsteine zu finden. Die mächtig in den Umgebungen entwickelten Oberjura- und Kreidegesteine, welche zwischen Lias und Flysch treten sollten, sind nicht da — wohl aber sind sie im *Calanda* vorhanden und trennen die Schiefer des *Prättigau* von den wirklichen Flyschschiefern des Gebietes der Glarner Doppelfalte. In seinem neuesten Werke „Die Westalpen“ bezeichnet *Diener* auch noch die Bündnerschiefergruppe des *Stätzerhornes* als eine Bucht des Flyschsenkungsfeldes und zeichnet ringsum einen nirgends vorhandenen Senkungsrand ein! Ein westlicher Rand des Prättigauer Senkungsgebietes ist überhaupt gar nicht vorhanden. Von Westen kommend streichen die Bündnerschieferzonen ganz regelmässig, bis sie an dem nördlichen und westlichen Ueberschiebungsrand am *Rhätikon* ab- oder unter

denselben hineinsetzen. Dass die Bündnerschieferzonen bei *Rothenbrunnen* an einem Flyschgraben abbrechen, ist un wahr, sie streichen ungestört normal weiter. Ein Phantasiegebilde wird dem anderen aufgesetzt in unverantwortlicher Weise! Am allerunnatürlichsten ist die Zerlegung des Bündnerschiefers in drei verschiedene Dinge, wie sie auf der geologischen Karte der Alpen von *Noë* angenommen worden ist. Wie viel richtiger haben da nicht diejenigen Altmeister gesehen, welche im Gebiete kartirt haben. Warum hält man sich nicht an die klassische geologische Karte von *Escher* und *Studer* in 1:380,000 oder an die Blätter X, XV und XX in 1:100,000 von *Theobald*, und an das Blatt XIV, das schon vor 5 Jahren erschienen ist, und welche alle auf Grundlage zusammenhängender Untersuchungen den Bündnerschiefer fast durchweg übereinstimmend kartirt haben. Er ist ein einheitliches Ganzes von unterjurassischem Alter, das durch keine den Theorien zu liebe erfundenen Künste in drei verschiedene Dinge zerlegt werden kann.

E. Die entgegenstehenden Meinungen über den Bündnerschiefer.

Meine Gründe für meine Ansicht über das Alter der Bündnerschiefer sind in den voranstehenden Abschnitten schon gegeben. Ich kann aber wohl der Pflicht nicht ausweichen, noch die positiven Gründe, welche *Gümbel* und *Diener* für ihre Ansicht anführen, zu betrachten, um zu rechtfertigen, dass ich dieselben nicht annehme.

I. *Gümbel* (147) gibt folgende Gründe für das paläozoische Alter des Bündnerschiefers:

1. Der Bündnerschiefer enthält neben quarz-, glimmer- oder chloritartigen Gemengtheilen und neben schwarzen, kohligen Flocken in grösster Menge Rutilnadelchen. Sie fehlen hingegen in dem oft äusserlich sehr ähnlichen Liasschiefer und in dem Flyschschiefer des *Prättigau* von der *Cluse* und von *Seewis*. „Diese kleinsten Rutilnadelchen dürften mithin als Unter-

„scheidungsmerkmal der Bündnerschiefer gegenüber den mit ihnen vielfach „verwechselten Liasschiefer- und Flyschschichten benutzt werden können.“

Zunächst ist zu bedauern, dass nicht die sämtlichen Localitäten genau genannt sind, von denen Proben genommen worden sind. Wir haben nur eine Thatsache zu constatiren, welche das obige Argument völlig zerstört: Die belemnitenführenden Liasschiefer des Val Piora (*Grubenmann*) und diejenigen der Ganna nera sind ausserordentlich reich an Rutilnadelchen, die oft sogar völlig gehäuft erscheinen. *Schmidt* berichtet (Anhang) über einen Chloritschiefer von Fernigen mit prachtvoll erhaltenem Belemnites callovienses Opp., der vollständig von Rutilkryställchen erfüllt ist, so sehr, dass die Bauschanalyse 5,12 % Titansäure ergibt. Die eocänen Schiefer des Glarnergebietes enthalten vielfach massenhaft Rutilnadeln, und zwar auch diejenigen, welche die eocänen Fische enthalten, und somit selbst für *Vacek* und *Diener* sicher Flyschschiefer sind. Schon *Umlauf* hat dies festgestellt, später auch *Pfaff* in einem von *Gümbel* selbst am 1. Mai 1880 der Münchener akad. math.-phys. Cl. vorgelegten Aufsatz. Rutil ist nach *Thürach* „in fast allen Sedimentärgesteinen enthalten“. Gewiss darf der Rutil nicht als Altersmerkmal genommen werden. Vielleicht ist seine Ausbildung zum Theil ursprünglich oder hängt ausser von der Zeit auch ab vom Druck und dem Stauungsmetamorphismus.

2. Der typische Bündnerschiefer sei kalkarm oder kalkfrei, die Lias- und Flyschschiefer aber brausen alle mit Säure lebhaft auf. „Uebergänge „(der Bündnerschiefer) in grauackeartige Schiefer und kalkigen Sandstein, „welche mit Säuren brausen, kommen zwar auch häufig genug vor, sie können „aber nicht als der Typus der eigentlichen Bündnerschiefer gelten.“ Dann folgen als Beweis die Analysen von 2 (zwei!) „älteren ächten Bündnerschiefern“, die kalkarm sind, und drei kalkreichen Schiefern aus dem Lias von *Lischanna*, dem *Bergün* und dem Bündnerschiefer des *Prättigau*, welche nun den ersteren zwei entgegengestellt werden.

Allein *Studer* beginnt seine Charakteristik der Bündnerschiefer in seinem Index sehr zutreffend mit den Worten: „Graue und schwarze Thon- und Mergelschiefer, meist aufbrausend“. . . .

Ich will mich anheischig machen, im Gebiete des „älteren, ächten Bündnerschiefers“ Probestücke zu finden, welche auf jedes verlangte Verhältniss von Kiesel, Kalk und Thonerde passen. Wer den Bündnerschiefer auf grössere Erstreckungen durchgangen hat, der weiss, dass die „Ausnahmen“, d. h. die kalkhaltigen und kalkreichen Bündnerschiefer, der Masse nach wohl über 80 % vom ganzen Complex ausmachen. Ferner habe ich, durch diese Aussagen *Gümbel's* veranlasst, die von mir gesammelten Probestücke auf ihren Kalkgehalt geprüft, und dabei z. B. gefunden, dass eine grosse schwarze Schieferplatte mit einem guten Belemniten vom *Greinapasse* mit Säure keine Spur braust, dass von den Knotenschiefern mit Belemniten mehr als die Hälfte der Stücke, ausserhalb des Belemniten selbst, mit Säure nicht die Spur aufbrausen, während z. B. eine grosse Anzahl der *Via Mala-Schiefer* lebhaft aufbrausen etc. Einerseits also erweisen sich vielfach auch „ältere, ächte Bündnerschiefer“ als kalkhaltig, andererseits sind viele durch gut erhaltene Petrefakten als „jünger“ in *Gümbel's* Sinne erwiesene Thonschiefer frei von Calciumcarbonat. Der Kalkgehalt ist kein Mittel, „ältere, ächte Bündnerschiefer“ von Lias und Flyschgesteinen zu unterscheiden.

Ganz im Gegensatz zu *Gümbel* spricht *Diener* (149) sehr viel vom Kalkgehalt und den eingelagerten Kalksteinzügen des Bündnerschiefers. Er geht in's andere Extrem und lässt auch die Triaskalke *Rolle's* an der *Areuealp* etc. noch im Bündnerschiefer als lauter „paläozoische Kalke“ aufgehen.

3. Die schwarzfärbenden kohligen Partikelchen des Bündnerschiefers befinden sich in demjenigen Verkohlungsstadium, welches zwischen Steinkohle und Anthracit liege, wie es „den ältesten paläolithischen Gesteinen entspreche“.

Dass das Stadium der Verkohlung pflanzlicher Reste nur in der Regel mit dem Alter parallel geht, dass aber viele Ausnahmen — und zwar sowohl Verzögerungen, als auch Beschleunigungen des Verkohlungsprocesses vorkommen, ist allgemein bekannt. Noch mehr Unregelmässigkeiten kommen bei den fein eingestreuten kohligen Partikeln als bei den Kohlenflözen vor. Ferner ist festgestellt, dass gerade in gestauten Regionen der Verkohlungsprocess über das dem Alter Entsprechende hinaus vorgeschritten ist. Ich brauche nur zu erinnern an die Kohlen des *Wallis*, des *Bristenstock* und des *Tödi*, welche alle, obschon carbonischen Alters, ächte Anthracite,

stellenweise sogar Graphite geworden sind — oder gar an die eocänen Anthracite und Graphite der *Diablerets*. Auch in der Mulde des *Urserenthales* enthalten die oberjurassischen Gesteine nachgewiesenermassen Graphit. Meine Vermuthung, dass die kohligen Theilchen in den belemnitenführenden Schiefen von *Nufenen* und *Scopi* zum Theil Graphit seien, wird mir soeben brieflich durch *Grubenmann* bestätigt, der sagt, es liege in diesen Schiefen sowohl Graphit als Graphitoid neben anthracitischer Kohle zusammen neben den Belemniten vor. Nie aber, so will mir scheinen, darf man auf das Verkohlungsstadium der kleinen organischen Partikelchen in einem schwarzen Thonschiefer eines Gebirges einen Schluss auf dessen Alter ziehen!

Dies allein sind die Gründe, auf welche *Gümbel* sich stützt, wenn er nun fortfährt: „Durch alles dieses ist, wie ich glaube, der vollständige „Nachweis erbracht, dass die typischen Bündnerschiefer . . . ihre Stellung „in der Reihe der paläolithischen Schichten finden . . . am natürlichsten „erscheint es indess, sie als cambrische Schichten aufzufassen.“

Nun wendet sich *Gümbel* noch mit wenigen Worten gegen die Auffassung der Bündnerschiefer „als durch Metamorphose veränderte Liasschiefer“ und sagt, „es müsste dagegen bemerkt werden, dass sich im ganzen Bereich „dieser Schiefer keine Anzeichen einer metamorphischen Umwandlung beobachten lassen. Es fehlen namentlich die für solche veränderte Schiefer „so sehr charakteristischen Fleckschiefer“. Fleckschiefer, wie man sie aus Contactzonen kennt, fehlen allerdings. Es handelt sich aber auch hier nicht im Entferntesten um Contactmetamorphose. Für Metamorphose überhaupt fehlt es allerdings nicht an Anzeichen, sie sind auf weite Striche zu verfolgen, wie wir früher gezeigt haben. Was endlich sind jene glänzenden und schillernden Knotenschiefer vom *Piz Aul* bis an den *Scopi* etc. mit ihren marmorisirten Belemniten Anderes als Sedimente, mindestens so hoch metamorphosirt wie die verlangten Fleckschiefer? Sogar Hornfelse fehlen hier nicht.

II. *Dr. C. Diener* veröffentlicht in den Sitzungsberichten der k. Akademie der Wissenschaften in Wien (149) „Geologische Studien im südwestlichen Graubünden“. Ich bin in grosser Verlegenheit, wenn ich auf diese Schrift eintreten soll. Ich habe sie mehrmals aufmerksam gelesen und darin überall

nach einer greifbaren Begründung für das behauptete hohe Alter der „Kalkphyllite“, wie *Diener* die Bündnerschiefer nennt, gefahndet, allein ich fand nirgends eine solche. *Gümbel* gibt Gründe, über die sich denken, forschen und reden lässt, bevor man sich zur einen oder anderen Ansicht schlägt. *Diener* gibt keine solchen; er scheint auch nicht das Bedürfniss nach Begründung zu empfinden. Oder soll das etwa ein Grund sein, wenn der vom paläozoischen oder vor-paläozoischen Alter der Bündnerschiefer im Voraus Ueberzeugte von diesen Gesteinen von Zeit zu Zeit wieder sagt, sie hätten „durchaus paläozoischen Habitus“ — dann hätten auch die ganz ähnlichen petrefaktenreichen Lias- und Doggerschichten des *Urnerboden*, *Kinzigpasses*, der *Braunwaldberge*, die Liasschiefer des *Albula*, viele Allgäuschiefer etc., von denen selbst *Gümbel* sagt, dass sie oft äusserlich nicht zu unterscheiden seien von den Bündnerschiefern etc. „durchaus paläozoischen Habitus“. *Diener* tadelt *Theobald* dafür, dass er die Kalke der *Teurhorngruppe*, bloß weil sie über Bündnerschiefer liegen, als Malm angesehen habe, und er sieht sie als Triasplattenkalke über paläozoischen Gesteinen an. Allein er nennt nur seine Auffassung, ohne dazu irgend einen besseren Grund als *Theobald* zu geben. Thatsächlich enthalten gerade in dieser Gruppe, sowohl die „Kalkphyllite“ als die aufliegenden „Triaskalke“ zweifellose deutliche Belemniten mit Spitze, Alveole, excentrischer Axe, radialer und cylindrisch concentrischer Structur. *Theobald* hatte weit mehr Recht als *Diener*!

Es beruht auf unrichtiger Beobachtung der Lagerungsverhältnisse, wenn der Gneiss des *Piz Corvatsch* als jünger als die „Kalkphyllite“ aufgefasst wird. Wenn nun *Diener* gar noch das *Simplongebiet* und unsere Profile desselben als mit seinem Corvatschprofil analog heraufbeschwört, dann sind wir genöthigt, gegen solche Missdeutung uns zu wehren. Ja wohl haben wir am *Simplon* unteren alten Gneiss (Antigoriogneiss) und „jüngeren“ oberen Gneiss mit Glimmerschiefern — allein was beide trennt am *Simplon*, ist nichts weniger als Bündnerschiefer, sondern ächte alte Amphibolite, Granatglimmerschiefer, calcitführende Glimmerschiefer und Gneisse, Glimmermarmor etc., die kein Mensch, der sie gesehen hat, mit Bündnerschiefer verwechseln kann, und die selbst von den höchst metamorphosirten Glimmerbündnerschiefern noch gründlich verschieden sind. Wohl aber sind sie ähnlich den Glimmerschiefern

und Marmoren im Inneren des Adulamassives (z. B. am *Fanellahorn*—*Weissgrätli* etc.). In seinen „Westalpen“, S. 116 und 119 unten, sagt *Diener* allerneuestens sogar da, wo er über unsere Resultate über den Bau des *Simplonmassives* berichtet: „Das jüngste Glied, das gegen die Glanzschiefer „der Zone des Briançonnais mit Bruch abstösst, sind Kalkphyllite“. Hierin liegt ein völliges Missverständniss unseres Profiles und unserer Darstellung. Was er hier mit Glanzschiefern meint, seine Zone des Briançonnais, das ist das jüngste Glied, das sind eben die triasisch-jurassischen Bündnerschiefer, und was er hier Kalkphyllite nennt, sind kalkführende, viel ältere Glimmerschiefer und Gneisse. Im Simplonmassiv herrscht meist eine vollkommene Concordanz zwischen diesen beiden, ganz so wie am Rande des Adulamassives, und ich verwahre mich dagegen, dass uns bei dieser Gelegenheit von *Diener* die Beobachtung eines „Bruches“ als Grenze zwischen beiden unterschoben werde, der nicht existirt, und dass unsere in klarem Profile niedergelegte Beobachtung auf den Kopf gestellt werde. Von einer von Süden her überschobenen Bruchlinie kann am Nordrande des *Simplonmassives* nicht die Rede sein.

Es ist eine durch jede sorgfältige Beobachtung sofort zu widerlegende falsche Behauptung (vergl. hier oben Seite 268 etc.), ächte Kalkphyllite seien entlang einer Wechselfläche bei *Ilanz* über den Verrucano des *Glennerbach*-tobels hinaufgeschoben etc. (S. 638). Auf solchen Irrthümern wird weiter gebaut.

Es wird die Erfindung aufgetischt, die *Urseren*-, *Scopi*- etc. Schiefer, kurz die belemnitenführenden Schiefer seien von den älteren Kalkphylliten verschieden und stets leicht zu unterscheiden (S. 638 und 639), aber es wird mit keinem Worte erwähnt, worin diese Verschiedenheit bestehen soll! Und wenn sie auch unterscheidbar wären: Sind nicht die versteinерungsführenden Schichten mancher Complexe auch verschieden von den zugehörigen, sie begleitenden fossilere Schichten? Eine geringe oder zweifelhafte Verschiedenheit beweist nichts zu Gunsten des Phantasiegebildes vom älteren Kalkphyllite dieser Gebiete, oder von der Trennbarkeit des Bündnerschiefers in „Kalkphyllit“, Lias und Flysch, und beweist um so weniger, wenn man Schiefer Graubündens mit solchen am Mont Blanc-Rande vergleicht. Oder wo ist die Discordanz zwischen den älteren Kalkphylliten

und diesen jüngeren Schiefern zu sehen, die dem Fehlen so vieler Formationen dazwischen entspräche?

Diener ist hier von *Vacek* verführt; er macht dessen Sprünge mit (S. 638). Ex cathedra gesagt wird manches, bewiesen nichts.“ Ich wüsste nicht, auf was ich da noch eintreten sollte. Ich habe nur nochmals zu constatiren, dass in *Diener's* Arbeit selbst sich kein einziger fassbarer Grund für seine Ansicht von dem hohen Alter der Bündnerschiefer ausgesprochen findet, und dass somit für uns hier auch kein Grund vorhanden ist, weiter dabei zu verweilen. Die positive Widerlegung dieser Auffassung meinerseits ist in den vorangegangenen Capiteln schon gegeben. Um kein Haar besser steht es mit dem, was wir allerneuestens in *Diener's* „Westalpen“ finden. Er tadelt *Theobald* für seine Auffassung der Bündnerschiefer in allgemein gehaltenen Phrasen, ohne ihm irgend einen bestimmten Irrthum nachzuweisen, er stützt sich auf *Bonney's* zum Theil bloss aus Missverständniss hervorgegangene Opposition gegen die einheitliche Auffassung der Bündnerschiefer, und er resümiert (Seite 109): „Die Frage der „Bündnerschiefer“ ist gegenwärtig insoweit geklärt, als der Nachweis der Vertretung sehr verschiedenartiger Bildungen in denselben erbracht erscheint“; allein ein über die Aufstellung vager Vermuthungen hinausgehender Versuch, diesen Nachweis zu erbringen, wird nirgends gemacht. *Diener* sucht Alles in „Zonen“ zu ordnen und zusammenzufassen. Bald ist dieser Begriff mehr stratigraphisch, bald wieder mehr tektonisch, meistens sehr unklar, in einem gewissen Grade richtig, in seiner scharfen Anwendung aber ein werthloser theoretischer Gewaltakt. Die Bündnerschiefer gehören in *Diener's* „Zone des Briançonnais“. Abgesehen davon, dass er diese Zone ganz unrichtig im Graubündnischen lange vor ihrem wirklichen Ende an einem fälschlich gegen Norden verlängerten Adulasystem abstossen lässt, gibt er doch dieser „inneren Kalk- und Schieferzone der Westalpen“ die ganze Schichtreihe (S. 170) von „krystallinen Gesteinen von noch nicht genügend sichergestelltem Alter“ bis und mit „eocänen Nummulitenkalken“ zu eigen. Also auch aus den „Zonen“ im *Diener's*chen Sinne lässt sich nichts über das Alter der Bündnerschiefer entnehmen.

Eine Bemerkung allgemeiner Art kann ich aber doch bei dieser Gelegenheit nicht unterdrücken. Es will mir scheinen, dass mit dem flüchtigen

raschen Hineinschauen in einzelne Stellen eines ausgedehnten complicirten Gebietes und dann darüber Publiciren der Wissenschaft wenig gedient ist. „Qui trop embrasse, mal étreint“. Dadurch werden viel mehr Irrthümer gezüchtet als berichtet. Wenn man einem Mann, der ein solches Gebiet so wie *Escher* oder wie *Theobald* durchsucht hat, Alles auf den Kopf stellen will, dann müsste man sich selbst auf wenigstens ähnlich ausgedehnte und eingehende Untersuchungen stützen können. Wer in grossen Zügen überblicken will, der muss vorerst in das Einzelne der Localuntersuchung tüchtig eingedrungen sein und das Einzelding richtig zu erfassen sich befähigt haben. Wer in dieser Richtung nicht über eine Begabung und langjährig geschärfte Erfahrung wie Meister *Suess* verfügen kann, dem geht es eben wie *Diener*. Sein hochklingendes Gebäude von den Zonen und der scharfen tektonischen Abgrenzung der Ostalpen gegen die Westalpen ist aufgebaut aus Steinen, die zur Hälfte Irrthümer und Erfindungen sind, gebunden mit einem Mörtel, der aus verworrenen unbestimmten und nicht von der Natur gegebenen Verallgemeinerungen gebaut ist.

III. *Bonney* hat im „Quarterly Journal“ eine Arbeit über die krystallinischen Schiefer und ihre Beziehungen zu den mesozoischen Gebilden der lepontischen Alpen veröffentlicht. Ich muss gestehen, dass es mir nicht gelungen ist, diese Arbeit vollständig zu verstehen. Ihre Tendenz geht dahin, nachträgliche dynamometamorphische Umwandlungen im Sinne höherer Krystallinität nicht zu läugnen, aber auf ein Minimum zu beschränken und zu beweisen, dass die Sedimentgesteine der Centralalpen immer leicht von den krystallinischen Schiefern zu trennen seien. *Bonney* bekämpft dabei nach seiner Meinung meine Auffassung, allein ich finde deutliche klare Differenzpunkte, an welche sich eine exacte Discussion knüpfen könnte, aus seiner Darstellung nicht heraus. Ich habe allerdings eine ganze Anzahl von Fällen exact constatirt, wo die mesozoischen Sedimente durch Quetschung bedeutende mineralische und structurelle Umänderungen erleiden, und zahlreiche Andere haben dies auch gethan, aber ich habe niemals behauptet, dass sie dadurch in Gesteine übergingen, welche ächte „krystallinische Schiefer“ seien. Ich habe auch in meinen Karten und Profilen alt-krystallinische Schiefer und die etwas um-

gewandelten Sedimente scharf auseinandergehalten, und am Congress in *London*, 1888, in der Discussion betreffend den fraglichen Calamitenstamm von *Guttannen* ausdrücklich mich dahin ausgesprochen, dass wir deshalb keineswegs die krystallinischen Centralmassivgesteine der Alpen im Ganzen einfach als umgewandelte paläozoische und mesozoische Sedimente betrachteten, indem jenes Gestein noch sehr wohl von den alten krystallinischen Schiefern und Gneissen zu unterscheiden sei. Der einzige Fall, wo ich praktisch die Grenze nicht immer ziehen kann, betrifft Verrucano, Sericitgneisse und Gneisse. Bei *Bonney* handelt es sich aber um die jurassischen Gesteine. Mir scheint immer, *Bonney* kämpfe in der Hauptsache gegen eine Uebertreibung unserer Auffassung an, der wir selbst völlig ferne stehen. Er prüft aber nicht unter dem Eindruck von objectiven Beobachtungen, sondern einer rein theoretischen und nicht zutreffenden Ansicht, die er Seite 213 beim Anblick eines Granat-Zoisit-Glimmerschiefers mit einem Belemniten, den ich nach *London* mitgebracht hatte, in folgenden Worten verräth: „Still I was not quite satisfied for it was very difficult to understand how such a fossil as a Belemnite could have retained its characteristic form while molecular changes of such importance were taking place in the matrix of the rock“. Er sieht hier eine Thatsache, an der er zweifelt, weil sie ihm unerklärlich vorkommt! Uebrigens, so muss man fragen, hat *Bonney* die Verquetschungen und die Veränderung (Marmorisirung) in der Structur der Belemniten selbst nicht gesehen, die ganz mit der Umänderung des Muttergesteines parallel geht?

Im Uebrigen ist es mir fast unmöglich, näher auf *Bonney's* Arbeit einzutreten. Man müsste zusammen im Gebiete herumsteigen, um sich zu verständigen, wenn man nicht beständigen Verwechslungen in dem, was gemeint sein soll, ausgesetzt bleiben will. Ich kann nur noch so viel sagen:

Wenn *Bonney* grosses Gewicht darauf legt, dass die Rauchwacke Bruchstücke der Gesteine enthalte, welche wir als metamorphisch-jurassisch ansehen, so ist damit in keiner Richtung ein Beweis erbracht, denn:

1. Es gibt im Gebiete der Bündnerschiefer nicht nur eine durchweg ältere Rauchwacke, sondern diese Gesteinsfacies wiederholt sich auch später wieder. Es gibt im Bündnerschiefer mehrere Rauchwackenlager, die jünger als die Granat-Zoisit-Belemnitenschiefer des *Scopi* sind.

2. Der Fall ist reichlich durch Beispiele zu belegen, wo Gesteine Bruchstücke von jüngeren Bildungen einschliessen. Das sind die bei der Gebirgsdislocation entstandenen Einknetungen, mechanische Contact-Zertrümmerungsbreccien.

3. Ohne sie gesehen zu haben, weiss ich nicht, ob die von *Bonney* namhaft gemachten Bruchstücke in der Rauchwacke zu denjenigen Gesteinen gehören, die wir als metamorphisches mesozoisches Gestein ansehen, oder ob es ältere wirkliche krystallinische Schiefer sind. Die Beschreibung gibt mir darüber keine Sicherheit.

4. In den *Bonney'schen* Detailprofilen sind eine Menge von Ueberschiebungen oder Verwerfungen („*Faults*“) eingezeichnet, die grösstentheils gar nicht vorhanden sind. Ich kann Schlüssen aus den Lagerungsverhältnissen keinen Werth beilegen, wenn dabei solche Annahmen zu Hülfe gezogen worden sind.

5. *Bonney* will beweisen, der Marmor der *Altkirche* von *Andermatt* sei nicht jurassisch, sondern altkrystallinisch. Der gewichtigste Grund liegt ihm darin, dass der angrenzende Thonschiefer nicht stark metamorphosirt sei, der doch für solche Umwandlungen viel empfindlicher sein müsste, als der vermeintliche Jurakalk. Aber wenige Zeilen oberhalb bezeichnet *Bonney* selbst den nördlich dem Marmor anliegenden Gneiss als gleich dem Protogin der Teufelsbrücke, aber „im höchsten Grade gequetscht“. Wir drehen den Spiess um: wie konnte hier der viel festere Protogin so gequetscht werden, während der nebenliegende Kalk von ursprünglicher Structur sein soll? Verfehlt in der ganzen Art der Beweisführung ist das Festkleben an einer Stelle, an einer Section. Die Ueberzeugung, dass der Andermatter Marmor jurassisch ist, haben wir nicht auf jenem Fleck gewonnen, wo *Bonney* herumgestiegen ist, sondern in longitudinaler Verfolgung desselben im Streichen. Dort findet man den Beweis dafür, dass der Marmor ein Glied einer jurassischen Muldenzone ist. Dort finden sich in seiner Fortsetzung die sicher kenntlichen Jura-gesteine, beiderseits von den gleichen krystallinischen Schiefergebilden begrenzt. Man prüft viel zu oft nur einzelne Profile, anstatt dem Streichen entlang die Schichtgrenzen zu verfolgen und die Veränderung in der Ausbildung der Gesteine im Streichen festzustellen.

Unsere Auffassung der Bündnerschiefer im Ganzen wird durch *Bonney* nicht angegriffen; seine Polemik bewegt sich nur in dem Rahmen: Mesozoische Gesteine sind nicht in ächte krystallinische Schiefer im geologischen Wortsinn umgewandelt worden; davon sind wir vollständig überzeugt! Es dreht sich nun bloß darum, welche einzelnen Funde er als altkrystallinisch bezeichnet. Wir müssen ihm widersprechen, wenn er den *Andermatter* Marmor als altkrystallinisch deutet, ebenso wenn er die Schiefer der Mulde von *Piora Lukmanier* als altkrystallinisch bezeichnen und die Belemniten derselben in Zweifel ziehen will.

F. Das Bündnerschiefergebirge.

a) Die Bündnerschieferzone zwischen Gotthard- und Adulamassiv von Val Camadra bis in das obere Val Lugnetz.

Um ein Bild dieser Bündnerschieferzone zu gewinnen, durchgehen wir in der Reihenfolge von Querprofilen von Norden nach Süden die einzelnen Unterzonen (Nr. 1 bis 8) dieses in manchen Beziehungen so merkwürdigen Gebirgsstreifens (Nr. III) und deuten gleichzeitig noch dessen äussere Umrandungen (I, II, IV V) an.

I. Krystallinische Schiefer des Gotthardmassives auf der Nordseite des Greinapasses, ausgezeichnet ausgebildete Streifengneisse, vertical gestellt.

II. Röthidolomit, vorherrschend als Zellendolomit ausgebildet, vertical gestellt, stellenweise begleitet von etwas seidenglänzenden hellfarbigen Quarrenschiefen. Greinapassthal.

III. Grosse Mulde der Bündnerschiefer.

1. Glatte schwarze kalkfreie Bündnerschiefer am Greinapasse mit gestreckten und zerrissenen Belemniten. Dieser Zug ist derjenige, welchem der Gipfel des *Scopi* angehört, und in welchem der *Lago Retico* liegt. Mit fast senkrechter Schichtstellung concordant den Gotthardgneissen durchquert er *Val Camadra*, überbrückt dann zusammen mit dem Röthidolomit im *Marumo*

und *Piz Coroi* gewölbeförmig über die Schichtenköpfe der Gneisse hinweg den hier untertauchenden südlichen Streifen des Gotthardmassives und schmiegt sich dem noch bleibenden Theil desselben am *Greinapasse* in verticaler Schichtstellung concordant an. Weiter östlich auf der *Greinahöhe* kehrt die verticale Stellung mehr und mehr in südöstliches Fallen um und am *Disrutpasse*, stets dem Umbiegen der Gotthardgneisse concordant, finden wir circa 45° SO-Fall. Dieser gleiche Zug der schwarzen glatten Schiefer geht über *Lumbrein*, *Piz Sez ner*, *Obersaxen* nach *Ilanz*. Auf der ganzen Länge erhält sich das Gestein bei sehr constantem Habitus (vergl. Anhang), so dass diese Gesteine neben der übrigen Veränderlichkeit der Bündnerschiefer einen auffallend constanten Horizont darstellen. Mächtigkeit circa 300 bis 600 m.

2. Graphitschwarz glänzender Knotenschiefer. Dieser Gesteinszug, der am *Pizzo Corvo* (Süd Gipfel des *Scopi*) beginnt und die Funde der *Ganna nera* liefert, ist mit dem vorigen genetisch verknüpft. Er geht durch's *Val di Campo*, setzt bei *Daigra* durch's *Val Camadra*, zieht sich unter dem *Piz Coroi* durch und erscheint wieder mit circa 45° SO-Fall im nördlichen Hintergrund der *Alp Motterasco* nahe der Passhöhe gegen die *Greina*, verliert aber durch *Canal* und gegen die *Alp Disrut* hin allmählig die knotige Ausbildung. Belemniten sind in diesem ganzen Zuge häufig. Die Mächtigkeit desselben mag am *Scopi* und südlich des *Lago Retico* einige hundert Meter betragen, an der *Alp Motterasco* aber sind es nur noch vereinzelte Lager des Bündnerschiefers, welche diese Art der Ausbildung zeigen, und im Profil des *Val Seranastga* konnte ich keine solchen mehr finden. Diesem Knotenschieferzuge sind stark kalkhaltige echinodermische schwarze Schichten eingelagert. Im *Val Rondadura* sind diese Kalke besonders mächtig entwickelt. Mit glimmerreichen schwarzen Glanzschiefern wechsellagernd erscheinen Glimmerkalke mit sehr gut erhaltenen *Pentacrinus*gliedern.

3. Braun anwitternde kalkige und sandige Bündnerschiefer. Im *Val di Campo* ist dieser Zug gegen 600 m. mächtig. Er beginnt nördlich mit den früher beschriebenen hellen Strahlsteinquarziten und holzfarbigen Schiefen und reicht bis an die Dolomitzone hin. Die Quarzitsandsteine und Sandsteinlager durchqueren zwischen *Cozzera* und *Daigra* das *Camadrathal* und ziehen quer durch die nördlichen Seitenthälchen des *Val Luzzone*, welche

Thälchen durch ächte Querkämme von einander getrennt sind. Dicht südlich unter dem Gipfel des *Marumo* streicht eine helle Sandsteinbank durch. Die Zone der braun anwitternden kalkigen und sandigen Bündnerschiefer wird gegen Osten schwächer. Im nördlichen Hintergrunde der *Alp Motterasco* ist sie zwischen den Belemniten führenden Knotenschiefern und dem Dolomitzug kaum über 100 m. stark, allein hier setzt sich ein Theil der Knotenschiefer (Zone Nr. 2) in grauen, braun anwitternden gewöhnlichen Bündnerschiefern fort. Mit anderen Worten: Die Zone der Knotenschiefer verliert sich hier mehr und mehr und wird aufgelöst in der Zone Nr. 3. Die Thalnische von *Canal* (der Name fehlt in der Karte 1 : 100,000. Es ist dies das Thälchen, durch welches der nach Nord fließende Bach des Gletschers am *Piz Güda* sich gegen die *Greina* ergiesst), der *Piz Summuot* 2736 m., die Höhen, welche den *Disrutpass* beherrschen (*Sclaretz* über der *Alp Disrut*), und der *Piz de Vrin* vom Gipfel über den südöstlich fallenden Schichtrücken bis an den Fluss unter dem Dorfe *Vrin* hinab werden aus diesem in Karte und Profil kurzweg mit der Farbe *Sg* bezeichneten, wohl 600 bis 1000 m. kräftigen Gesteinsstreifen gebildet. Diesem Gesteinsstreifen gehören die Belemniten im Mergelschiefer von *Canal* an. In ihrer Verlängerung steigt diese Zone der Bündnerschiefergesteine unterhalb *Lumbrein* wieder auf die linke Seite des *Lugnetzerrheines* und bildet den oberen Rücken des *Piz Mundaun*, und später den Nordabhang des *Segninagebirges* (*Gruob* der Karte 1 : 100,000) — gewiss aber nicht in einfacher, sondern complicirt gefalteter, aber nicht näher festgestellter Lagerung.

4. Dolomit. Von der *Ganna nera* an streicht Zellendolomit, wohl 300 m. mächtig — vielfach zwar mit Schutt überdeckt — durch das *Val di Campo*. Dann stellen sich dichte Röthidolomitbänke oder auch weisser zuckerkörniger Dolomit ein. An dem Bergkopf *Pordellia* nördlich über dem Dorfe *Campo*, westlich von *Chirone* gelegen, schwillt der weisse Dolomitmarmor vom Charakter des Binnenthalerdolomites besonders stark an. Viel Schutt erschwert eine zusammenhängende Beobachtung. Dicht nördlich des Weilers *Butinö* steigt der Dolomit in den Thalgrund. Auf der östlichen Seite von *Val Camadra* setzt er aber nur fort in Form eines 10 bis 20 m. starken Schichtenpaketes (Profil Nr. 4), das arg gefältelt zwischen den Schiefern gegen Osten mit im

Allgemeinen steilem Südfall die Gräte und Thalschluchten durchsetzt. Wir treffen den Dolomit in *Alpe Cavallasca*, auf *Alp Coroi*, im Hintergrunde von *Motterasco* (Profil 5), und zwar bald in Form dichten Röthidolomites, bald wieder mit Lagen von Zellendolomit (Rauchwacke). Hier fällt der Dolomit schon flacher (mit circa 45°) nach SO ab.

Ich habe diesen röthidolomitischen Zug weiter unter dem Gletscher durch im oberen Theil von *Canal* und ohne Unterbruch hinab gegen *Alp Blegnas* verfolgt. Weiter durch das Lugnetzerthal tritt er noch öfters auf, ohne dass ich mit Sicherheit sagen könnte, ob die Unterbrüche in der Beobachtung bloss durch Schutt- und Waldbedeckung begründet sind, oder ob dieser Schichtenzug thatsächlich nicht ganz zusammenhängend ist. So habe ich diesen dolomitischen Zug, meistens als gelben Zellendolomit ausgebildet, mit Streichen gegen NO und Fallen gegen SO beobachtet:

Am Abhang unter dem Dörfchen *Jusepp* zwischen schwarzen Schiefern, circa 2 m. Dolomit, gelb, wohl durch locale Falte oder etwas Verrutschung circa 30° NW abfallend.

Im Walde unter *Alp Surt* gegenüber dem Dorfe *Lumbrin* bei circa 1200 m. Meerhöhe. (Dieses Vorkommen, das ich auf circa $1\frac{1}{2}$ km. Länge verfolgen konnte, ist in der Karte noch nicht eingetragen, ich habe es erst nach Druck der Karte gefunden.)

Südlich von *Oberkastels* über *Furth* durch das *Bad Peiden*. Am letzteren Orte stellt sich auch Gyps als Begleiter des Dolomites ein.

Weiter habe ich den Zug nicht verfolgt — er wird uns später wieder entgentreten. Bemerkenswerth bleibt die Thatsache, dass ein dolomitischer Schichtencomplex von der *Ganna nera* bis *Peiden* auf circa 36 km. Länge im Bündnerschiefer durchzieht.

5. Zone vielfach braun anwitternder, vorherrschend dunkelgrauer Bündnerschiefer (Via Mala-Schiefer) und Glimmer-Bündnerschiefer (Kalkglimmerschiefer). Dieselbe ist stark krystallinisch umgewandelt im Thaldurchschnitt *Gola di Sosto* am Fusse des *Monte Sosto* zwischen *Olivone* und *Campo*. Die Metamorphose nimmt successive gegen Nordosten ab. In dieser Zone ist der grösste Theil des *Val Luzzzone* eingesenkt. Die oft hellglänzenden Glimmerbündnerschiefer sind hier oft sehr gedrängt gefältelt

(Profil 4 und 5). Sie fallen im Ganzen steil SO ein. Schon in der östlichen Hälfte des *Val Luzzone* nimmt die Metamorphose ab. Die Glimmer-Bündnerschiefer verlieren langsam ihre hochkrystallinische Ausbildung und wir treffen endlich im gleichen Strich zum Theil auf Bündnerschiefer gewöhnlichster Ausbildung. Auf der *Alp Motterasco* gegen den *Piz Güda* z. B. stehen die Gesteine unserer hier wohl 1500 m. mächtigen Zone als ächter *Via Mala*-Schiefer an, welcher, wie dort, oft massenhaft Quarzadern und Quarzschichtchen zwischen den dunkeln Thonschieferlagern enthält. Nicht selten erscheinen hier auch sandige Bänke, und besonders auch graue krystallinische Kalkbänke vom Typus der Echinodermenbreccien des Lias (identisch vielleicht mit Fundament der *Versamerbrücke* und Bänken bei *Alvaschein* etc.). Wo diese Schiefer und Bänke östlich des *Piz Güda* hinabsteigen nach *Alp Blengias*, treffen wir in denselben auf eine Belemnitenfundstelle.

Im Hintergrunde des *Val Luzzone*, wo die Wildbäche unter der *Alp Garzura* zusammenstürzen, erscheint ein besonders auffälliges Paket hellfarbig anwitternder Sandsteine mit begleitenden sandigen Kalken und dem Lias bei Trins genau gleichen hell holzfarbigen Schiefern. Wir sehen das Ausgehende dieser sandigen Zone über dem Gletscher des *Piz Güda*, am Fuss der Nordwand des *Piz Terri* durchziehen, dann hinabsteigen zur mittleren Hütte (*Tegiamiez*, 1973 m.) der *Alp Blengias*, wieder hinauf an *Tgiern Vanescha*, hinunter an den Lugnetzerrhein bei *Pardatsch* und dann durch die ganze Gruppe des *Piz Aul* sich erstrecken.

Wir können diesen sandigen Zug als den südlichen Rand einer Zone betrachten und, was weiter südlich folgt, als weitere Zone nummeriren.

6. Unterzone des *Piz Terri*. Im unteren *Val Luzzone* wie weiter westlich konnte ich keine Abtrennung dieser Zone von Nr. 5 erkennen. Die Metamorphose scheint die Unterschiede verwischt zu haben, die beiden sind verschmolzen. Alles ist hier stark krystallinischer Glimmer-Bündnerschiefer bis hinein hinter *Al Sasso*. Erst mit dem Auftreten der erst glimmerigen Quarzitlager, die bald in die sandige, eben beschriebene Schichtpartie übergehen, wird die Trennung von Zone 5 deutlich. Hier aber ist's noch Glimmer-Bündnerschiefer. Auf der *Alp Garzura* verliert sich zunächst in einzelnen Schichtpaketen die hochglimmerige Ausbildung, und die Schiefer

gehen in gewöhnliche schwarze Bündnerschiefer über. Wo unser Schieferstreifen an dem Südwestgrate des *Piz Terri* emporsteigt, wird er völlig zu schwarzem Thonschiefer und gewinnt zugleich an Breite (Profil Nr. 5) ganz nach Art einer nach oben sich öffnenden Mulde. Einzelne Lagen sind als Knotenschiefer ausgebildet und erreichen in diesem Zustande noch die Thalfurche unten in der *Blengiasalp*, an welcher Stelle auch Belemniten und deutliche Corallen darin zu finden sind. Der grössere Theil aber bleibt als glatte, stark glimmerig schillernde schwarze Schiefer und geht als gewöhnliche schwarze Kalkphyllite und Thonschiefer durch die Gruppe des *Piz Aul*.

Beginnen wir mit der Betrachtung östlich, statt westlich, so können wir sagen, dass in dieser Zone Nr. 6 zu beobachten ist, wie Schritt für Schritt gegen S W vorschreitend die gewöhnlichen glatten schwarzen Bündnerschiefer (*Piz Regina* und *Piz dellas Ruinas neras*) zuerst in stark schillernde schwarze Schiefer und zum Theil in Knotenschiefer (*Piz Terri*), dann mehr und mehr in Glimmerbündnerschiefer (zum Theil Kalkglimmerschiefer) übergehen.

Des *Piz Terri* muss ich noch mit einem Worte gedenken. Selten hat mir je ein Berg — und war er auch viel höher und grösser — einen so gewaltigen Eindruck gemacht, wie der graphitschwarz schillernde *Terri* vom *Schwarzhorn* oder *Frunthorn* aus gesehen. Die glatten Schichtplatten mit ihren scharfen Bruchformen bilden ebene, circa 45^0 steile, unten bis über 70^0 geneigte Flächen vom Gipfel bis zur Sohle. Einen so unnahbaren, düsteren, kühn und scharf geschnittenen Gesellen konnten nur die steil aufgerichteten Bündnerschiefer liefern. Man begreift die Schauersagen, welche die Bevölkerung an ihn knüpft. Dass der Jäger *Solèr* vor bald 50 Jahren als der erste bekannte Ersteiger oben ein Skelett und eine verrostete Flinte gefunden hat, ist übrigens verbürgte Thatsache. Leider war ein heftiges Gewitter im Anzuge, ich durfte mich nicht mit Zeichnen aufhalten, ich musste zu Thale fliehen.

7. Es folgt eine Marmorzone des Bündnerschiefers, die sich von anderen, z. B. derjenigen von *Campo*, dadurch auszeichnet, dass hier nicht Dolomit-, sondern Calcitmarmor vorherrscht. Wie sich von Westen her aus dem Gebiete von Bl. XIX diese Zone entwickelt, darüber bin ich noch nicht völlig sicher. Ich traf sie zuerst anstehend im *Val Scaradra*, dem südlichen

Seitenthal von *Val Luzzzone* unfern *Al Sasso*. Hier finden wir, nach O N O streichend, senkrecht gestellt, zuerst (Profil 5) etwas gelblichen Dolomitmarmor, dann etwas grünen Glimmerschiefer, dann eine bedeutende, hier wohl 300 m. mächtige Masse grauen, gut ausgebildeten Calcitmarmors. Der letztere enthält hie und da helle, ohne Zweifel von Petrefakten herrührende Flecke, dieselben sind aber so unscharf umrandet, dass sich leider nichts Bestimmtes erkennen lässt. Gegen Westen wie Osten wird bald die Mächtigkeit des Marmors geringer. Das Ausgehende des Marmorzuges steigt hinauf zwischen *Piz Terri* und *Piz Alpettas*, nimmt da Südfallen an und setzt sich nachher hinter *Vanescha* nach dem *Piz Aul* fort. Es sind die gleichen Kalklager, welchen die Gryphaen und oben im *Seranastgathale* die Belemniten und endlich auch der Marmorbruch bei *Buccarischuna* im *Petersthal* angehören.

8. Den Marmorzug trennen vom Glimmerschiefer und Gneiss des Adulamassives noch circa 300 m. Kalkglimmerschiefer, oder Glimmerbündnerschiefer, wie wir richtiger sagen, indem dabei den kalkfreien Bündnerschiefern entsprechend auch kalkfreie Thonglimmerschiefer inbegriffen sind. Zunächst an den Marmor im Grunde des *Val Scaradra* lehnen sich grüne Glimmerbündnerschiefer. Sie fallen hier 85—90° nach SO ein. In dem Bächlein, welches von *Al Torno* herunterkommt, folgen erst rostige, durch Auslaugen von Kalk löcherige Quarzitbänke, dann gewöhnliche Glimmerbündnerschiefer und endlich ob den Hütten von *Scaradra sotto* der Glimmerschiefer des Adulamassives. Verfolgt man diese Zone gegen *Piz Alpettas* hin, so nimmt die Glimmerung ab, und schon sehr bald finden wir einzelne unveränderte schwarze Schieferstreifen, die sich östlich stets mehren; auch einige Streifen von Knotenschiefer sind vorhanden. Ueber dem *Piz Alpettas* ist diese Zone noch reichlicher entwickelt und gegliedert. Sie enthält hier von N nach S: Glimmerbündnerschiefer zum Theil grün; schwarzer und grauer glatter Bündnerschiefer, sandig-glimmeriger Schiefer, schwarze kalkige Schiefer, braune und graue Schiefer mit einzelnen rostig-sandigen Bänken, schwarz glänzender Schiefer, zum Theil Knotenschiefer vom Typus *Ganna nera*, stellenweise ein schmales Schichtpaket Dolomit, dann weisslicher und grünlicher Glimmerbündnerschiefer. Der letztere hat manchmal einen Habitus, welcher an die Quartenschiefer von *Obersaxen* erinnert, deren Stellvertreter er zum

Theil sein mag. Zu der Zone der *Scharbodenalp*, Nr. 8, gehört weiter östlich das Gehänge vom *Piz Aul* nach *Vals* hinunter.

IV. An den weisslichen und grünlichen Glimmerbündnerschiefer schliesst sich der zum Theil krystallinische, zum Theil als Zellendolomit ausgebildete *Röthidolomit* an, der das Adulamassiv umschalt und dem *Röthidolomit* Nr. II dieser Aufzählung entspricht. Er ist südlich vom *Piz Aul* 2 bis 10 m. mächtig entwickelt, setzt über den Grat hie und da aus, geht nördlich unter dem *Frunthorn* durch und erscheint zwischen *Piz Scherboden* und *Piz Alpettas*. Auch im *Val Luzzzone* drüben setzt er häufig aus, erscheint aber wieder als Dolomitmarmor nordöstlich über *Olivone* und sodann im *Val Santa Maria*.

V. Glimmerschiefer (südlich im *Val Luzzzone*) und Gneiss (*im Scherboden*) des Adulamassives, aus der Tiefe steil aufsteigend und nachher südlich flach überbiegend, entsprechend, wenn auch nicht äquivalent dem Gneiss Nr. I dieser Aufzählung.

Die Anlagerung aller dieser Glieder vom Bündnerschiefer bis in den Adulagneiss ist durchweg exact concordant.

Gewiss würde eine ganz detaillirte Aufnahme dieses Gebietes in grossem Massstabe noch eine Menge von interessanten Thatsachen über die Bündnerschiefer und deren Metamorphosen liefern. Meine Arbeit ist nur ein Anfang hierzu. Als allgemeine Thatsachen aus diesem Gebiete können wir folgende Dinge constatiren:

1. Die Bündnerschieferzone zwischen Gotthard- und Adulamassiv hat im Ganzen den Bau einer nach oben fächerförmig sich öffnenden Muldenzone. Verschiedene Gesteinsvarietäten treten im Querprofil derselben nur einmal (Zellendolomit), andere zweimal, dreimal (Knotenschiefer) etc. auf, allein es gelingt doch nicht, daraus den Bau der Mulde genauer festzustellen. Vielleicht liessen sich hierüber Anhaltspunkte durch eine genaue Prüfung des Ausgehenden der Mulde längs des *Val Santa Maria* gewinnen. Wahrscheinlich ist sie nicht einfach, sondern wenigstens zweitheilig.

2. In allen Unterzonen lässt sich eine Zunahme der krystallinisirenden Metamorphose von NO gegen SW nachweisen.

3. Sowohl zwischen den einzelnen Unterzonen, als auch gegenüber den umfassenden Massiven herrscht vollkommene Concordanz. Eine einzige locale Ausnahme bildet die Sedimentbrücke über dem südlichen Lappen des Gotthardmassives im oberen *Val Camadra*, wo übrigens die Discordanz zwischen Gneiss und Röthidolomit fällt, während dem letzteren der Bündnerschiefer concordant aufgelagert ist.

4. Fast alle der Unterzonen enthalten liasische Petrefakten, nämlich die mit Nr. 1, 2, 3, 5, 6, 7 und 8 bezeichneten. Die letztere freilich liess mich nicht hier, wohl aber in ihrer östlichen Verlängerung am *Piz Aul* (*Saltette-Lücke* und *Riedenbühl*) solche erkennen. Es ist somit zweifellos der ganze Muldenzug des Bündnerschiefers als vorherrschend Lias aufzufassen. Dieser selbe Muldenzug streicht gegen Osten fächerig auseinander und erweitert sich zum grossen Bündnerschiefergebiete, welches somit ebenfalls als Lias aufgefasst werden muss.

5. Sind auch in einzelnen hochkrystallinen Partien noch keine Petrefakten gefunden worden, so sind dieselben doch so innig mit den petrefaktenführenden Schichten durch Wechsellagerung verbunden, dass beide als gleich-alteriges Gebilde aufgefasst werden müssen.

b) Der Piz Aul (Profil Nr. 7).

Wie fast überall in den Alpen, so frägt auch hier die Thalbildung, die die Bergformen und die Vertheilung derselben vor Allem beherrscht, wenig nach dem inneren Bau. Nur an den kleineren Gräthen, Rippen und Felsbändern, nicht aber an der Gesamtform des Berges erkennt man schon in der topographischen Karte die Lage der Schichten. Die Thäler gehen nicht den Centralmassiven entlang auf den sie begrenzenden Muldenzonen, sondern öfter strahlen sie von denselben aus — und dessgleichen thun die Gräte oder Wasserscheiden, welche zwischen den Thälern geblieben sind.

So läuft ein gewaltiger Wasserscheidengrat vom *Piz Valrhein* nach Norden. Ihm gehören an *Piz Sorda*, *Fuorcla Sorreda*, *Piz Terri*, *Piz Tgietschen*, *Piz Cavel*, *Piz Miezdi*. Ein Theil dieses Grates ist herauspräparirt aus dem Adulamassiv, ein Theil aus der Muldenzone der Bündnerschiefer, der nörd-

lichste aus dem Gotthardmassiv. Er theilt in der südlichen Hälfte Rhein und Tessin.

In den Wasserscheidegräten kommen in Menge Verzweigungen vor, welche wiederum gar nichts zu thun haben mit dem inneren Bau des Gebirges. Der eben genannte Wasserscheidegrat theilt sich noch innerhalb des Adulamassives nahe dessen Nordrand und sendet einen Zweig zuerst gegen Westen, dann umbiegend gegen NO und zuletzt gegen NNO aus. Dies ist der Grat des *Piz Aul*. Ihm gehören noch innerhalb des Adulamassives *Piz Scherboden* und *Frunthorn* an, dann im Bündnerschiefer *Schwarzhorn* 2945 m., *Faltschonhorn* 3024 m., *Piz Aul* 3124 m., *Piz Seranastga* 2876 m. Wir sind stets verleitet zu reden wie oben, d. h. die Gräte, die Wasserscheiden als etwas Gegebenes und die Formen des Landes Leitendes zu betrachten. Diese Art der Sprache stammt aus der Zeit, da man die Bedeutung der Erosion noch nicht ahnte, und sich die Berge gleich von Anfang an fertig, so wie sie jetzt sind, geschaffen oder gethürmt oder geborsten dachte. Diese Redeweise ist der Geologie damals von der Geographie (geographischen Orographie) unterschoben worden. Wir sollten eigentlich eine andere Ausdrucksweise suchen, eine solche nämlich, in welcher der Gedanke die Grundlage bildet, dass die Thalsysteme das Leitende und die Berggräte nur die dazwischen vorläufig noch zufällig belassenen Ruinen sind.

Valserrhein und *Lugnetzerrhein* fließen in etwas auseinandergebogenem Laufe gegen NO und treffen sich schliesslich in spitzem Winkel. Die Gruppe des *Piz Aul* ist die im Grundriss spitz ovale oder spitz rhombische Bergmasse, welche diese beiden Thalwege zwischen sich haben stehen lassen. Der orographische Grat ist die lange Diagonale des Rhombus und streicht vom *Frunthorn* im Adulamassiv bis zur Vereinigung der beidseitigen Thalwege unter *Oberkastels* gegen NNO. Die Streichrichtung der Schichten aber geht dem einen Seitenpaar des Rhombus parallel, sie ist gegen NO oder ONO gerichtet und durchschneidet die diagonale Gratlinie schief. Die beiden anderen Rhombenseiten verlaufen von S nach N und sind Querthäler. Beim *Lugnetzerrhein* ist das obere Stück von *Scherboden* bis *Surrhin*, beim *Valserrhein* das untere Stück von *Vals* bis *Oberkastels* reines Querthal. Mit der SW-Spitze ist unser Berg-Rhombus an das Adulamassiv angehängt, mit der

NO-Spitze in die *Glennerfurch*e getaucht. Die Schichten fallen auf der NW-Seite gegen SO ein, auf der SO-Seite aber gegen NW. Die innere Structur entspricht also einem nach oben geöffneten Fächer.

Noch eine Anzahl kleinerer jüngerer Schluchten greifen, von den Umgrenzungsthälern ausgehend, nach oben. Die bedeutendste derselben ist das *Val Seranastga*, welches ein reines Querthal ist.

Das Profil von *Frunthorn* bis *Vrin* kennen wir schon aus früheren Betrachtungen. Ein Profil durch *Val Seranastga* über den Gipfel des *Piz Aul* und hinab nach *Vals*, besonders aber das Querthalprofil *Oberkastels-Vals* geben einen guten und vollständigen Einblick in den Bau und die Zusammensetzung des *Piz Aul*.

Der Fächer der Bündnerschieferzone, den wir im vorigen Capitel weiter westlich kennen gelernt haben, setzt hier durch den *Piz Aul* in einer Regelmässigkeit und zugleich Schönheit der Gestalt fort, wie ich Aehnliches kaum anderswo in den Alpen gesehen habe. Die gesammte Zone ist noch nicht breiter als weiter westlich, denn auch hier befinden wir uns noch zwischen Gotthard- und Adulamassiv. Gleichmässig wie gegen NO diese Centralmassive tiefer sinken, senkt sich auch die Bündnerschiefermulde ein, dafür aber sind uns in der Gipfelregion des *Piz Aul* noch obere Umbiegungen erhalten, welche, in ihrer einstigen Fortsetzung über dem *Piz Terri* zu hoch gelegen waren und dort desshalb schon längst verschwunden sind.

Wo der Bach von *Vanescha* mit demjenigen von *Disrut* zusammenfliesst, stehen mit 45° S—O-Fall die gleichen schwarzen und grauen *Viamala*-Schiefer mit zahlreichen Quarz- und Kalkspathadern und -Lagen an, wie wir sie im vorigen Capitel in der gleichen Unterzone Nr. 5 in der *Alp Motterasco* und in der oberen *Alp Blengias* gefunden haben. Der vereinigte Bach schneidet dann schief durch die Unterzone 3, d. i. durch diejenige der grauen und braunen kalkig sandigen Schiefer, und tritt bei *Surrhin* in die Zone 1 der glatten schwarzen Schiefer hinein. Von da, wo der Bach aus *Val Miedra* (auch *Val Cavel* genannt) hinzutritt, abwärts auf circa 1 km., liegt die Bachsohle sogar im Zellendolomit. Wir beginnen in dieser Gegend mit dem Profil durch *Val Seranastga* über den *Piz Aul* und geben in demselben stets die entsprechende Nummerirung der Unterzonen wie vorher:

I. Conglomeratischer (oberer) Verrucano im untersten Theile von *Val Miedra* und bei *St. Andreas*.

II. Röthidolomit, mächtiger Zellendolomit in der Bachrinne und bei *Lumbrin* etc.

III. Grosse Muldenzone der Bündnerschiefer des *Piz Aul* und zwar:

Unterzone 1. Schwarze glatte, meist kalkfreie Schiefer in den Schluchten unter *Surrhein* am Hauptbach mit 50° Fall SO.

Unterzone 2 hatte sich schon im Gebiete von *Disrut* zwischen 1 und 3 ausgekeilt, oder richtiger: die knotenschiefrige Ausbildung, diese Form der Umwandlung der Schiefer, hört auf, sobald die Muldenzone sich öffnet — sie ist fast nur da vorhanden, wo ihre Seiten isoklinal gestellt zwischen den fast verticalen Gneissrändern der Centralmassive eingeklemmt sind. Hier am *Piz Aul* ist der Fächer schon viel offener, die Flanken sind nicht mehr vertical.

Unterzone 3, graue und braun anwitternde kalkige Schiefer treffen wir an den Felsköpfen von *Uaul Rudi*, sowie rechtsseitig in der Schlucht des Hauptbaches unterhalb *Silgin*. Gesammtmächtigkeit der Zonen 1 und 3 am Ausgang von *Seranastga* circa 800 m.

Unterzone 4, schmales Schichtenpaket von Zellendolomiten, habe ich im unteren Theil von *Val Seranastga* nicht entblösst gefunden, wohl aber im Walde rechts über der Hauptschlucht unterhalb *Silgin* bis gegen *Jumials* und dann nach *Oberkastels* etc.

Mit Unterzone 5 befinden wir uns in der untern Hälfte des *Val Seranastga*, um in demselben, quer zur Streichrichtung, an den Grat des *Piz Aul* hinaufzusteigen. Schwarze bis dunkelgraue Bündnerschiefer mit vielen kalkig sandigen Partien, hie und da mit Quarzschnüren und -Lagern, fallen hier durchweg 46 bis 48° SO ein. Die Zone behält durchaus ihren petrographischen Charakter von *Motterasco* bei. Höher südlich hinaufsteigend treffen wir die Schichten und Schiefer allmählig etwas steiler. In einer Seitenrinne unterhalb des *Piz Regina* sehen wir einige hellere, holzfarbige, glimmerige Schieferbänke mit sandigen, fast quarzitischen Lagern quer durch

Seranastga gehend. Dies sind offenbar die gleichen Bänke und Schiefer, welche am Nordfuss der *Terriwand* und am *Tgiern Vanescha* ebenfalls den südlichen Rand der Unterzone 5 bilden. Sie Streichen bei *Pardatsch* auf die rechte Seite des Flusses in den Rhombus des *Piz Aul* hinüber. Wir sehen sie oben nördlich am *Piz dellas Ruinas neras* durchgehen und am *Piz Regina* vorbei weiter östlich sich hinziehen. Gesamtmächtigkeit der Unterzone 5 circa 1200 m.

Unterzone 6, schwarze Schiefer wohl 1000 m., dies ist die Zone des *Piz Terri*. Knotenschiefer, wie wir sie am *Terri* noch gesehen haben, fehlen hier. Die schwarzen Schiefer fallen circa 85° SO, manchmal stehen sie unten im Thalgrunde völlig senkrecht. Oben aber sieht man sie auf beiden Thalseiten in prachtvoll regelmässiger Krümmung südlich überbiegen. (Stets verglichen Karte und Profil 7.) So umgebogen fallen sie z. B. am Gipfel des *Piz dellas ruinas neras* 2591 m. der Karte schon circa 45° gegen NW.

Hinter der Alphütte von *Seranastga* dehnt sich ein flacherer Thalkessel im schwarzen Schiefer ausgehöhlt aus. Dann kommt eine Steilstufe, an deren oberer Kante ein Streifen glimmerig holzfarbiger Schiefer folgt, welcher völlig entspricht dem glimmerig holzfarbigen Schieferriff, auf welchem mitten in der Zone der schwarzen Schiefer des *Piz Terri* das Oertchen *Vanescha* steht. Hier treten als Begleiter noch einzelne braune, mehr oder weniger krystallinische Kalkbänke hinzu, welche dicht erfüllt sind mit, leider unkenntlichen, Spuren von Petrefakten.

Nochmals folgt eine Portion schwarzer Schiefer, dann:

Unterzone 7. Marmorlager circa 100 bis 150 m. Gesamtmächtigkeit. Diese Zone erscheint wie folgt von N nach S:

α. Grauer Kalkmarmor, braun anwitternd, in Bänke abgesondert, mit zahllosen undeutlichen Petrefaktenspuren an der angewitterten Fläche, ähnlich mancher Echinodermenbreccie des Dogger.

β. Schön schichtförmig gebänderter, grauer und schneeweisser Marmor.

γ. Wechsel von vorwiegend grünen, seltener grauen, glimmerigen Schiefern, mit grauem, seltener weissem Marmor. Ich habe über diese Abtheilung γ Folgendes notirt: 1 m. grauer Marmor, 1 m. grüner Schiefer, 1 m. weisser Marmor, 10 m. grüner *Valser*-Schiefer, einige Meter grauer Marmor,

1 m. grüner Schiefer, einige Meter grauer Marmor, häufig weisse belemnitenförmige Zapfen einschliessend, die stellenweise als Belemniten erkenntlich sind, hie und da bloss unförmliche, wohl von andern Petrefakten herrührende Knollen. Folgen einige Meter Wechsel von Marmor und grünen Schiefern, wobei der graue Marmor oft Glimmer enthält und nicht selten dem Andermatten auf's Haar gleicht.

Diese Marmorzonen entsprechen den gryphäenhaltigen im Profil zwischen *Scherboden* und *Vanescha* und sind auch in ihrer Beschaffenheit in manchen Bänken von den letzteren ununterscheidbar. Von *Vanescha* aus konnte ich sie bei guter Beleuchtung mit dem Auge genau verfolgen bis direct nördlich vom Gipfel des *Piz Aul*, und hier im oberen Kessel des *Val Seranastga* kann das Auge sie an dieser selben Gratstelle wieder aufnehmen, durch *Val Seranastga* hindurch auf den Gipfel des *Piz Seranastga* 2876 m., verfolgen. Ihr Hinabstreichen von dort nach *Buccarischuna* habe ich ein andermal verfolgt.

Unterzone 8 beginnt hier mit circa 100 m. leuchtend apfelgrünem Bündnerschiefer — die angeschwollene Fortsetzung der grünglimmerigen Schiefer, welche auch über der Gryphäenfundstelle den Marmorzug begleiten. Wir sind im Thalgrund von *Seranastga* höher getreten, als der nach Nord gekehrte Umbiegungsscheitel. Die senkrechten Schichten liegen schon tief unter unsern Füßen. Die grünen Schiefer steigen unter dem Marmorzuge mit kaum 45° Böschung südlich hinauf und bilden zwischen dem obersten Gipfel des *Piz Seranastga* und der *Saltelten-Lücke*, dem tiefsten Uebergangspunkte des Grates, eine Anzahl schauerlich zerrissener Felszähne. Auf den Klüften des grünen Schiefers findet sich Albit nicht selten, auch Malachit kommt hier vor. Die wilde, steile Rinne, die in die *Saltelte-Lücke* hinaufführt, geht auf der Grenze der grünen Schiefer gegen die nun folgenden braunen Glimmerbündnerschiefer. Diese letzteren erinnern häufig an die Glimmerbündnerschiefer des *Val Luzzone* und der *Gola die Sosto*, hie und da aber haben sie nur wenig glimmerige Ausbildung und mehr die ursprüngliche Beschaffenheit der braungrauen Bündnerschiefer behalten. Gerade da in der *Saltelte-Lücke* fanden wir eine Menge von Belemniten Spuren von den undeutlichsten bis zu ganz deutlichen.

Die Unterzone 8 ist hier nun gegen *Vals* hinab viel stärker entwickelt als zwischen *Piz Alpettas* und Adulamassiv. Wir treffen absteigend gegen *Vals* als ganze Unterzone Nr. 8 die folgenden Complexe:

Circa 100 m. grüne Schiefer (schon genannt).

Circa 200 m. braune, zum Theil glimmerige Schiefer mit Belemniten. Diese Schiefer steigen bis auf den Gipfel des *Piz Aul*.

Circa 300 m. graue kalkige und glimmerige Schiefer, die steile Südwand des *Piz Aul* bildend.

Circa 100—200 m. schwarze Schiefer.

Circa 100—200 m. braune kalkige Schiefer, sehr reichhaltig an dünnplattigen, grauen, krystallinischen Kalken (*Sk*).

Grüne Schiefer bei *Ober-Riedenbühl*, graue und schwarze Schiefer und *Sosto*-ähnliche Glimmerbündnerschiefer, zusammen gegen 1000 m., nahe *Vals Campo* mit circa 20° NNW-Fall.

Die Unterzone 8 gewinnt noch stärkere Entwicklung im Thaldurchschnitt von *Vals* bis *Oberkastels*, das ist an der Ostseite unseres Bergrhombus.

IV. Röthidolomit von *Vals*.

V. Glimmerschiefer und Gneiss des Adulamassives, flach gegen NO abfallend.

Wir gehen nun an die nördliche Spitze unseres Bergrhombus dahin, wo *Valser-* und *Lugnetzerrhein* zusammenfließen, und verfolgen den Bündnerschieferfächer von da gegen das *Valserthal* durch das sogenannte *St. Petersthal* hinauf.

Die Dörfer *Tersnaus*, *Furth*, *Oberkastels* liegen auf prachtvollen Terrassen, die aber einem tieferen Niveau, als die Terrassen an der linken Seite (*Lumbrein*, *Vigens*, *Villa*, *Gumbels*), angehören. Noch 100 m. tiefer in den vielfach ungangbaren Schluchten fließen die wilden Wasser.

Unterzone 1—3. Am Zusammenfluss von *Valser-* und *Lugnetzerrhein* unterhalb *Furth* steht schwarzer Bündnerschiefer der Unterzone 1—3 an, der Quarzknollen und kalkige Lagen enthält und dort nur 23° SO-Fall hat. Etwas oberhalb beträgt der SO-Fall meistens 30, stellenweise bis zu 45°.

Unterhalb des Dorfes *Furth* klebt ein Dolomitklotz, der wohl abgerutscht ist. Das Profil von den schwarzen Schiefen bis an den Zellendolomit der Unterzone 4, deren Verlauf zwischen *Furth* und *Oberkastels* aus der Karte ersichtlich ist, beobachtet sich am leichtesten in der Sägebachfurche südlich neben *Furth*. Wir treffen da von unten nach oben:

Grauschwarzer Bündnerschiefer, darin Abänderungen ganz gleich dem Lias von Glarus, wie namentlich eisenschüssig sandige Bänke. In diesen Schiefen steht das Fundament der Strassenbrücke.

Darüber folgen Unterzone 4: 3 bis 4 m. grüne, theilweise weiche mergelige Schiefer, erinnernd an Quartenschiefer. Dann etwas glänzend glimmerige, holzfarbige Schiefer, 2 m. dunkelgelber, krystallinischer, glimmerhaltiger, poröser, zu Sand zerreiblicher Dolomit, 1 m. grüne und holzfarbene Thonschiefer, $\frac{1}{2}$ m. gelber, krystallinischer, zellig anwitternder Dolomit. Ueber diesem wenig mächtigen Dolomit folgt sofort:

Unterzone 5. Bündnerschiefer schwarz, oft blauschwarz, mit vielen Quarzknollen und Bändern (*Via Mala*-Schiefer). Wir sehen hier wieder, wie constant diese Zone auf grosse Länge ihren Charakter behält. Diesen Reichtum an Quarzschnüren in Zone 5 und besonders in deren nördlichem Strich haben wir von *Motterasco* weg bis hierher stetsfort gesehen. Fall an der Strasse unter *Tersnaus* 35° S O. Etwa 800 m. weiter südlich ist das Fallen allmählig auf 40° gestiegen. Mit den thonigen, blauschwarz spiegelnden Schiefen wechseln grauere kalkige Schiefer ab. Der Typus der kalkigeren *Via Mala*-Schiefer herrscht vor. Bei *Unter-St. Nicolaus* (circa 700 m. oberhalb *St. Martin*) ist das Fallen auf 48° S O gewachsen. Hier finden wir oft eine Unmenge kleiner Fältelungen, deren Schenkel die Schieferungsflächen sind, die gebogenen Schichtchen aber quer verlaufen. Es zeigt dies, dass auch abweichende Lagerungen in unserem Schichtfächer auftreten, aber durch Clivage verdeckt sind. Die kalkigen *Via Mala*-Schiefer enthalten hier oft in Menge kleine Pyritkryställchen. An durchaus entsprechender Stelle bei *Pardatsch* finden sich solche pyritreiche Schiefer, allein dort sind die Pyritkryställchen zum grösseren Theil in Limmonitknöllchen umgewandelt.

Nahe dem kleinen Bächlein, das nördlich von *Mont* gegen *Unter-St. Nicolaus* hinabgeht, kommen über grauen und schwarzen glänzenden Schiefen einige

Lagen von grauem, von schwärzlichen Streifen oder Flecken durchzogenem Marmor vor. Gesamtmächtigkeit desselben circa 6 m.

Thalaufwärts folgt ebener, dünnplattiger, bald kalkiger, bald mehr kiesiger Thonschiefer, meistens vom Typus der *Via Mala*-Schiefer, hie und da eisenschüssig anwitternd, sehr zähe, darin Efflorescenzen von Eisensalzen. Dieser Schiefer ist von auffallend ebenen verticalen Querklüften durchsetzt, welche quer streichen. Das Fallen ist auf 57° SO gestiegen.

Die gesammte Zone 5 nimmt hier einen Streifen von wenigstens 5000 m. Breite ein.

Die nahende Unterzone 6 kündigt sich wie immer durch das Eintreffen heller, sandiger Bänke an. Nördlich von *Lunschania* geht von *Mont* nach *Fristenberg* hinüber eine hell holzfarbig glimmerige Zone von Schiefern. Ein herrlicher alter Erosionskessel liegt gleich über der Strasse in diesen Schiefern. In denselben stellen sich compacte Bänke von hell blaugrauen, gelblich anwitternden Glimmerquarziten oder sandig-kalkigen Schichten ein. Dieselben fallen 68° SO. Die sandig glimmerigen Schichten nehmen hie und da viel Albit auf und gehen dadurch in einen mesozoischen Albitgneiss mit starker Linearstreckung über (vergl. S. 263 und 264).

Unterzone 6. Reste alter grosser Schuttkegel und Moränen verhüllen längs der Strasse hie und da das Gestein. Die Unterzone 6 stellt sich als ein Streifen von vorherrschend blauschwarzen Thonschiefern, die kalkige graue Schiefer mit weissen Quarzlinzen einschliessen, dar. An einzelnen Stellen, wie z. B. unter *Haspel*, erscheinen die gewöhnlichen Einlagerungen von holzfarbigen (*Trinser*-Lias-)Schiefern. Die Gesamtmächtigkeit dieser Zone beträgt hier keine 1000 m. Die Steilstellung der Schichten und Schiefer hat wieder zugenommen, sie beträgt unter *Haspel* 80 bis 82° SO.

Unterzone 7, die Marmorzone, besteht hier aus einigen Bänken von weissem Marmor, darüber grauem Marmor, dann schwarzem Schiefer, grauem Marmor, glimmerig grünlichen Zwischenschiefern und nochmals weissem Marmor. Dieser letztere hat hier circa 3 m. Mächtigkeit, er ist zum Theil glasig wasserhell, von malachitischen Streifen durchzogen, hie und da enthält er Kupferkies und Bleiglanz. Er wurde unfern *Buccarischuna* unterhalb der Strasse noch vor wenigen Jahren zu Grabmonumenten ausgebeutet.

Unterzone 8 ist hier reich an grünen Schiefern. Dieselben mögen zusammen über 400 m. mächtig sein. Das Streichen hat sich allmählig von NO gegen ONO gedreht.

Grüne Schiefer, 85° SSO-Fall circa 150 m.

Schwarze Schiefer untergeordnet.

Grüne Schiefer, wenige Meter bei der Kapelle von *Buccarischuna*.

Graue Schiefer, ebenso.

Grüne Schiefer 85° SSO-Fall über 200 m., hie und da in grobkörnigeren Abänderungen.

Circa 400 m. Kalkglimmerschiefer, graue Marmorschiefer mit Glimmer, dazwischen einzelne dünne graue, grüne und schwarze Schieferzonen.

Die kalkglimmerigen grauen Schiefer sehen oft wie Augengneiss aus, indem sie eine Menge von kleinen und grossen Knollen und Streifen von Calcit und Quarz enthalten.

4 m. grüne Schiefer.

Nun folgt ein circa 500 m. mächtiger kalkiger Zug (*Sk* der Karte), etwa erinnernd an denjenigen des *verlorenen Loches* an der *Via Mala*. Der Kalk ist grau bis weiss und schön krystallinisch körnig, enthält sehr häufig Glimmer und Graphit oder graphitoide Schüppchen beigemengt, und eine Unmenge von flammenförmigen Knollen und Streifen von weissem Quarz und Kalkspath. Manche Lager sind mit Pyritkryställchen durchsetzt. Viele zeigen Linearstreckung und erinnern durchaus an den Andermatter Marmor oder die ausgedehnten Glimmermarmore der Umgebung von *Courmayeur*; das Gestein ist bald dünn-schichtig oder schiefrig, bald in recht massigen Complexen ausgebildet. Zunächst fallen diese grauen Glimmermarmore noch ganz steil gegen SSO, dann stehen sie senkrecht und bald wenden sie sich zum NNW-Fall. Wir befinden uns hier in dem geometrischen Mittelpunkt des Fächers. Die Wende zum NNW-Fallen vollzieht sich rascher, denn schon innerhalb dieser kalkigen Zone sinkt das NNW-Fallen auf 60°.

Die grauen Glimmermarmore gehen bis zur Strassenbrücke gleich unter der Mündung des *Traj Tobels*. Etwa 20 m. thalauswärts der Brücke, wohl 10 m. über der Strasse, treffen wir wieder auf einen alten Erosionskessel des alten Flussweges. Im Fundament der Brücke über den Valserrhein er-

scheint wieder eine Schicht grüner Schiefer, dann graue feste, quarzknollige und pyritreiche Thonschiefer von nur 20—30° N O-Fall.

Hier treten wir nun nahe an das Ende des Adulamassives, welchem der Bündnerschiefer unter Drehungen der Streich- und Fallrichtung sich etwas anschmiegt. Im Thalgrunde wird durch einen linksseitigen grossblockigen Bergsturzhaufen die zusammenhängende Beobachtung unter *Ober-St. Nicolas* unterbrochen. Dann folgen graue Glimmerbündnerschiefer gleich dem Schiefer des *Val Luzzzone*. Auf der rechten Thalseite, die hier der Beobachtung sich besser bietet, folgt unter dem grünen Schiefer der *Valserrheinbrücke* schwarzer und grauer Schiefer, dann nochmals eine bedeutende Menge von grünem, im Aeusseren an manche Verrucanoabänderungen erinnernden Bündnerschiefer, darunter nahe dem Ausgang der *Tomülschlucht* enge gefaltete graue Schiefer mit zwei circa 1 m. starken blendend weissen glimmerhaltigen Marmorbänken. Ich glaubte mich hier in die Umgebungen von Bergen in Norwegen versetzt, so ähneln die Gesteine denen, die dort weisse Marmorlager begleiten. Noch mehrmals wechseln graue Glimmerbündnerschiefer mit grünen Schiefern in dünnen Bänken ab, bis wir SO des Dorfes *Vals-Platz* zuerst anstehend auf den Röthidolomit treffen, der den Bündnerschiefer gegen das Adulamassiv abgrenzt.

Dieses Profil zusammenfassend fällt sofort auf, dass die Zonen 5 und 8 hier in der Tiefe viel breiter und stärker entwickelt sind, als im vorigen Profil oben am *Piz Aul* oder auch im Profil durch *Piz Terri*. Umgekehrt erscheint die Zone 6 uns hier unten unverhältnissmässig zusammengedrängt. Es deutet dies darauf hin, dass diese letztere eine Muldenzone sein dürfte, während die Gliederung und Deutung der beidseitigen Streifen hier nicht möglich ist. Verfolgt man aber den Verlauf der Gesteine am rechten Thalgehänge in die Höhe, so sieht man sofort, dass die Umbiegungen, die wir in der Höhe des *Piz Aul* beobachtet haben, hier auch vorhanden sind, aber schon in viel geringerer Tiefe — der Art z. B., dass die unten noch gegen SSO fallenden grünen Schiefer bei *Buccarischuna* nur 800 m. höher an der Alp *Rischuna* schon gänzlich flach südlich übergelegt sind. Andererseits ändern die Gesteine der Unterzone 5, so weit ich dies verfolgen konnte, über *St. Martin* in der Höhe ihre Fallrichtung nicht. Hier zwischen also öffnet sich die Mulden-

zone der Bündnerschiefer nach oben, währenddem sie zugleich im Ganzen östlich rasch tiefer sinkt. Dies Oeffnen liegt thatsächlich im Strich der Zone 6, die wir schon als wahrscheinlich eine Muldenzone bezeichnet haben, und in dem Streichen des oben sich auseinanderlegenden Fächers liegt der *Piz Grisch*.

Nähere Anhaltspunkte fehlen mir. Gewiss aber würde eine detaillirte Kartirung der Varietäten des Bündnerschiefers in der breiten Bergmasse vom *Bärenhorn* bis in's *Segninagebirge* gewissermassen den grossen Bündnerschiefermuldenzug von *Terri* und *Piz Aul* in seine tektonischen Elemente auseinander gewickelt uns vorführen und so den Schlüssel zum Verständniss des ersteren bieten. Die Arbeit ist weniger schwierig als vielmehr sehr zeitraubend und mühsam. Ich musste sie der Zukunft überlassen.

c) Der Bündnerschiefer in der Gruppe des Bärenhorn.

Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Bündnerschiefergebieten kommen wir hier in eine Region, wo die Schichtlage eine flache, weit weniger verwickelt gestörte ist. Dem flach gegen Osten untertauchenden Centralmassive der Adula liegen die Bündnerschiefer als flach östlich fallender sanfter Rücken auf, dessen Scheitel im Streichen der Passhöhe des Valserberges liegt. Hier vom *Lorenzhorn* und *Kirchalphorn* über *Valserberg*, *Bärenhorn* und *Safengrat* fällt endlich ausnahmsweise einmal eine Wasserscheide auf eine Antiklinale. Ich beabsichtige nicht, von diesem Gebiete eine Menge detaillirter Profile wiederzugeben, sondern nur die charakteristischen Züge desselben hervorzuheben.

Der *Valserbergpass* folgt ungefähr der Grenze zwischen Centralmassiv und aufliegendem Bündnerschiefer. Bald führt der Weg im ersteren, die Passhöhe fällt in den letzteren und der Röthidolomit wird gekreuzt.

Der Röthidolomit ist hier wohl 120 bis 150 m. mächtig, er liegt auf grünen Verrucanoschiefern, die hier in dünnen Lagen den Glimmerschiefer bedecken. Er besteht unten aus gelblichem, glimmerführendem, lineargestrecktem, dolomitischem Marmor, darüber folgen grünglimmerige Thonschiefercinlagerungen, dann wieder Dolomitmarmor, ächter Zellendolomit, hie und da lagenweise von weissem und grauem Marmor durchsetzt. An einzelnen Stellen kommen die glimmerig häutigen grünen Thonschiefercinlagerungen zwischen

den grauen, gelben und weissen plattigen Dolomitmarmorbänken in vielfach wiederholter Wechsellagerung vor, ganz so wie am *Splügenpass* und anderwärts in den Gebieten, wo vielleicht der Röthidolomit zur Trias allmählig anschwillt.

Auf dem Dolomit folgen wieder hellgrüne, feine, glatte Thonschiefer, durchaus noch von der Beschaffenheit der demselben eingelagerten Schichten. Das sind ohne Zweifel die Quartenschiefer, die ja stets schon im Röthidolomit beginnen. Dann erst folgen die schwarzen und grauen und grünen Bündnerschiefer, welch letztere ein viel rauheres, schuppigeres Gefüge und auch andere Farbe haben.

Die unteren Bündnerschieferlager sind hier stark krystallinisirt, die Thonschiefer und grünen Schiefer glimmerig, zahlreiche Kalkbänke zu oft blendendem Marmor geworden. Ein ganzer Complex solcher Marmorbänke zieht sich von der Höhe des *Valserberges* gegen *Nufenen* im *Rheinwaldthale* hinab. Der Marmor hat hier ob *Brennhof* ein herrliches Korn und ein „*Carnicino*“, das jeden Bildhauer in Entzücken versetzen würde, allein Alles ist dünnplattig und klüftig. Die Glimmerschiefer des Adulamassives unten, der Verrucano unter dem Röthidolomit, der Quartenschiefer in und über dem Röthidolomit, die grünen Schiefer des aufliegenden Bündnerschiefer — alle diese vier im stratigraphischen Niveau so ungleichen Bildungen sind hier durch die Metamorphose einander petrographisch so nahe gerückt, dass der mit der Gegend noch Unvertraute und in diesen Dingen Ungeübte zuerst stetigen Verwechslungen verfallen wird.

Am *Valserberg* folgen im unteren Theil der grauen sandigen oder kalkigen Bündnerschiefer nochmals einige schwache Lager von Dolomit mit zum Theil zelliger Ausbildung.

Ueber die ungefähre Vertheilung der grünen Schiefer in den Bündnerschiefern und die Mächtigkeit dieser ganzen Bildungen können wir nirgends besser ein Bild erhalten als eben vom *Valserbergweg* gegen das *Bärenhorn* hinauf, wo Alles bei flacher Lagerung und steter absoluter ungestörter Concordanz in normaler Reihe über einander liegt vom Adulagneiss unten bis zum Bündnerschiefer der Gipfel. Die gleiche regelmässige Lagerung setzt sich weiter östlich durch den *Saßenberg* und *Obersaßen* anscheinend fort. Ob

dort eine Doppelung durch Ueberfaltung eintritt, ist noch ungewiss. Die Einlagerungen von grünem Schiefer lassen sich ferner vom *Bärenhorn* durch das *Tomülgebiet* am *Weissensteinhorn* durch in die *Alp Rischuna* hinab in stets flacher Lagerung verfolgen. Dort dann biegen sie steil in den Thalgrund hinab, wir kennen sie dort schon aus dem Profil am Ostrand der *Aulgruppe* (bei *Buccarischuna* etc.). Am *Piz Grisch* sehen wir nochmals einige Lager von grünen Schiefern, welche aber, ähnlich wie diejenigen ob *Safien-Platz* und gar das localisirte Lager am *Bodenhorn*, einem bedeutend höheren Niveau im Bündnerschiefer anzugehören scheinen. Die grünen Schiefer sind hier durchweg ein willkommenes Mittel, allen Täuschungen, in welche Clivage uns bei der Deutung der Lagerungsverhältnisse solcher Schiefercomplexe stürzen kann, auszuweichen, indem sie immer durch ihren weiten regelmässigen Verlauf die Schichtung sicher bestimmen lassen.

Diejenige Zone der Bündnerschiefer, welcher die meisten Einlagerungen grüner Schiefer angehören (Unterzone 8 am *Piz Aul*), bildet also eine Schale rings um das Adulamassiv, diesem wie dem zwischenliegenden Röthidolomit gleichförmig aufgelagert. Wir können die Striche der grünen Schiefer verfolgen von *Scherboden* durch *Piz Aul* und *Piz Seranastga* hinunter nach *Buccarischuna*, von da durch den unteren Theil der *Alp Rischuna* durch *Alp Tomül* in die Gräte des *Bärenhornes*, *Valserhornes* und jenseits des *Valserberges* wieder hinab in's *Rheinwaldthal*, dann südlich desselben wieder hinauf über den *Bernardinopass* bis unterhalb *Mesocco*.

Folgende Tabelle gibt ein übersichtliches Bild des Bündnerschiefers in der Umgebung des *Bärenhorn*. Die Schichten fallen hier bis nach *Safien* stets wenigstens 15°, höchstens 35° gegen Osten ein. Die Mächtigkeiten sind senkrecht zu den Schichtflächen aus einem in dieser Richtung gezeichneten Profil gemessen. Die grünen Schiefer treten in diesem Profile niemals annähernd in so mächtiger Entwicklung auf, wie zwischen *Buccarischuna* und *Vals* im Thalgrunde unten, sie bilden hier viel bescheidenere Einlagerungen. Wir bedienen uns der Zeichen der Karte: *Sv* = grüne Schiefer, *Sgn* = schwarze Bündnerschiefer, *Sk* = Bündnerschiefer mit Kalkeinlagerungen.

Meerhöhe der Localität	Localität.	Gestein.	Mächtigkeit desselben.
2800—3000 m.	<i>Bodenhorn</i> und <i>Bruschghorn</i> , Ostwand im Hintergrund von <i>Safien</i>	<i>Sgn</i> schwarze und graue Bünd- nerschiefer	über 1500 m.
1700 m.	Grund des <i>Safienthales</i> unter <i>Gurtnätscherhof</i>	<i>Sv</i> grüne Bündnerschiefer vom Gipfel bis ins Thal, Schich- tung dem Abhang parallel	5 bis 50 m.
2750 m.	Gipfel des <i>Weissensteinhor- nes</i> , des <i>Piz Tomül</i> und Westabhang des <i>Bärenhorn</i>		
2600—2750 m.	Klein <i>Tomül</i> , Westabsturz des <i>Bärenhorn</i>	<i>Sgn</i> schwarze und graue Bünd- nerschiefer	circa 300 m.
Circa 2600 m.	Westabhang des <i>Bärenhorn</i> bis zum <i>Teischerhorn</i>	<i>Sv</i>	wenige Meter.
	Westabhang des <i>Bärenhorn</i> bis zum <i>Teischerhorn</i>	<i>Sgn</i>	circa 100 m.
Circa 2550 m.	Westabhang des <i>Bärenhorn</i> bis zum <i>Teischerhorn</i>	<i>Sv</i>	wenige Meter.
	Westabhang des <i>Bärenhorn</i> bis zum <i>Teischerhorn</i>	<i>Sgn</i>	circa 100 m.
Circa 2450 m.	Durchgehend von <i>Valserhorn</i> bei 2700 m. durch's <i>Oechslä</i> , 2400 m., bis gegen <i>Horn</i> , 2500 m.	<i>Sv</i>	2 bis 20 m.
	<i>Oechslä</i> am Westabhang des <i>Bärenhorn</i>	<i>Sg</i> braun anwitternde Bündner- schiefer	circa 300 m.
Circa 2300 m.	<i>Valserberg</i> und unterhalb <i>Oechslä</i>	<i>Sv</i>	wenige Meter.
	<i>Löchli</i> , <i>Hirt</i> , <i>Valserberg</i> , <i>Vallatschalp</i>	<i>Sgn</i> und <i>Sk</i> graue Bündnerschiefer mit einzelnen Marmorlagen	circa 600 m.
Circa 2000 m.	<i>Vallatschalp</i>	Dolomitmarmor und Zellen- dolomit der Röthigruppe	circa 150 m.
Circa 1880 m.	<i>Vallatschalp</i>		

Gesamtmächtigkeit des Bündnerschiefers 2500 bis 3000 m. Davon grüne Schiefer (*Sv*) im Ganzen 10 bis 100 m. vertheilt in 5 verschiedene Niveaux.

Dabei ist zu bemerken, dass die verschiedenen Niveaux der grünen Schiefer auf weite Erstreckungen zu verfolgen sind, während die Mächtigkeit der einzelnen Lager bedeutenden Schwankungen unterworfen ist.

Der Bündnerschiefer südlich des Dorfes *Splügen* gegen *Stulzalp* und *Schollengrat* hinauf enthält graue marmorisirte Kalklager und glimmerig thonige Zwischenschichten. Hie und da, z. B. bei 1750 m., setzen einige blendend weisse 2 bis 4 dm. mächtige Secretionsgänge von Quarz in N—S Richtung durch. Höher oben hat der Bündnerschiefer seine gewöhnliche ursprüngliche Ausbildung behalten. Bei 2200 m. besteht er aus 26° SO fallenden, graphitisch glänzenden, glimmerigen Schiefern, welche mit 3 bis 10 cm. dicken Kalklagen abwechseln. Quarzschnüre sind häufig. Bis auf den *Safierberggrat* und den *Schollengrat* ist Alles nur grauer Bündnerschiefer, grüne Schiefer fehlen. Am *Safiergrat* selbst steht kalkig glimmeriger Bündnerschiefer mit graphitgrauen Schiefern 20 bis 30° gegen Ost einfallend an. Am *Schollengrat* wechselt feinschiefrig glänzender, graphitgrauer Bündnerschiefer ab mit sandig kalkigen, vielfache kleine Biegungen enthaltenden, im Ganzen aber ebenfalls 20 bis 30° östlich abfallenden dünnen Schichten und Schieferplatten ab.

Am *Bodenhorn* nimmt der Bündnerschiefer eine sandig kalkige, rauhe klingende Beschaffenheit an, und von da hinab in den Hintergrund des *Safienthales* herrschen vielfach sandige Abänderungen vor, bei stets 20 bis 35° SSO-Fall. Dann folgen wieder kalkige und schwarz thonschiefrige Abänderungen.

Weiter durch das *Safienthal* hinaus trifft man fast immer nur schwarze graphitglänzende Schiefer mit etwa 45° SSO-Fall. Gleich unterhalb der Kirche von *Thal* folgt wieder grüner Schiefer mit circa 25° SSO-Fall, dann wieder schwarzer Schiefer. Steigt man von *Safien-Platz* nach *Glas* hinauf, so trifft man bei circa 1550 m. und bedeutend flacherer Lagerung abermals auf eine wenige Meter mächtige Einlagerung der grünen Schiefer. Stets sind dieselben quantitativ sehr untergeordnet.

Das Dorf *Splügen* steht auf Bündnerschiefer. Derselbe ist in den Fundamenten der oberen Brücke krystallinisch kalkig glimmerig in graue Platten abgesondert und fällt hier 20° S.

* * *

Die interessanteren Bündnerschiefergebiete sind in dem Bisherigen dargestellt. Es ist damit des Bündnerschiefers wohl genug, und ich verzichte gerne auf eine eingehende Beschreibung der übrigen Bündnerschiefergebiete. Was sich auf den Bündnerschiefer von *Schams* bezieht, ist im Abschnitt X, was denjenigen der *Via Mala* und des *Domleschg* betrifft, in Abschnitt XI gelegentlich eingeflochten.

Ich komme zum Schlusse zurück auf die Darstellung, welche *Escher* dem Bündnerschiefer in der zweiten Auflage der geologischen Karte der Schweiz im Massstab 1:380,000 gegeben hat. Trotz allem Gesteinswechsel hat *Escher*, wie es seinem so ungewöhnlichen Beobachterblicke entspricht, richtig die Einheit des Bündnerschiefers erkannt und ihn im Allgemeinen richtig abgegrenzt gegen die andern Gesteine. Die einzige grössere Abweichung, die wir notiren müssen, betrifft die Sericitphyllite des Tavetscher Muldenzuges, die *Escher* als Casannaschiefer mit dem Bündnerschiefer irrthümlich zusammengezogen hatte. Der zwischenliegende Verrucano und Röthidolomit war nicht verfolgt worden. *Theobald*, der so viel im Bündnerschiefergebiete herumgewandert ist, ist zur gleichen Auffassung gekommen, und ich selbst schliesse mich voll und ganz derselben an. Ich wüsste unter den verstorbenen wie den lebenden Geologen keinen, der die Bündnerschiefer auch nur annähernd so gründlich durchstöbert hat, wie einer von uns Dreien. Ich bin meinerseits ferner ganz der Ueberzeugung, dass *Escher's* Kartirung des Bündnerschiefers und der „schistes gris“ in der Weiterführung derselben durch das *Wallis* einerseits, das *Prättigau* andererseits, und in der Trennung der Prättigauerschiefer vom eocänen Flysch vollauf richtig ist und sich stetsfort bestätigen wird. *Noë* hätte in seiner Uebersichtskarte der Alpen wahrlich besser gethan, sich an *Escher* und *Theobald* als die gründlichsten Kenner und klassischen Erforscher dieser Gebiete zu halten, als seine Karte an Anschauungen zu verkaufen, welche ganz nur auf raschen

gelegentlichen Excursionen und auf vorgefassten Meinungen beruhen. Die Einheit des Bündnerschiefers ist dadurch in jener Karte zerrissen in eine ganz künstliche willkürliche Dreiheit. Vom Bündnerschiefer gilt in vollstem Masse das Wort, das wir als Motto diesem Abschnitt vorangestellt haben. Um den Humor vor lauter Bündnerschiefer nicht ganz zu verlieren, dürfen wir auch eines zweiten geflügelten Wortes gedenken, das wie ein Mahnruf hier uns so oft begleitet hat: „Was der Herrgott zusammengegeben hat, das soll der Mensch nicht trennen“.

Neunter Abschnitt.

Der nördliche Theil des Adulamassives.

(Blatt XIV und Blatt XIX. Profile 4, 5, 6 und 7.)

A. Abgrenzung, allgemeiner Charakter, Gegensatz zu anderen Massiven.

In der folgenden Darstellung des Adulamassives halte ich mich nicht an die Grenzen von Blatt XIV, sondern greife noch ziemlich weit in Blatt XIX hinein. Die schweizerische geologische Commission hatte mir nämlich über Blatt XIV hinaus die Aufnahme von dem vergletscherten Theile des Adulamassives auf Blatt XIX übertragen. Für die auf Blatt XIX eingezeichneten Beobachtungen bin nur ich in dem Stück verantwortlich, welches nördlich der Linie liegt: *Rheinwaldthal, Passhöhe des S. Bernardino, Passo Pasetti, Cima dei Cogni, oberes Val Malvaglia, Val Carassina, Olivone, Campo*. Auf dem Kartenblatt XIX selbst ist mein Name auf meinen Wunsch weggeblieben, weil ich damals im Bewusstsein, dass nicht zwei Verschiedene ein und dasselbe Massiv unter sich zu theilen gezwungen sein sollten, von meiner kartographischen Darstellung dieses beschränkten Stückes sehr unbefriedigt war. Ich behielt mir vor, in diesem Texte dann meine Beobachtungen als die meinigen darzustellen.

1. Das Adulamassiv ein Ausläufer des Tessinermassives.

Schon *Arnold Escher* hat im Gegensatz zu *B. Studer* wiederholt sich dahin ausgesprochen, dass unsere Abgrenzung der Centralmassive der Alpen

gegeneinander vielfach nicht nur durch den inneren Bau des Gebirges, sondern durch die Gnade und Ungnade der Denudation bedingt sei. *Rolle* ist die gleiche Anschauung aus seinen Beobachtungen herausgewachsen und ich selbst kann sie vollauf bestätigen.

Das „Tessinermassiv“ steht nach Form und Ausdehnung in keinem Verhältnisse zu den andern Centralmassiven. Es erscheint zunächst wie ein ungeheures ungegliedertes Gneissgebiet. Allein an manchen Stellen seines Randes streichen Mulden jüngerer Gesteine in dasselbe ein Stück weit hinein und gehen dann wieder aus. Gewiss sind damit Synclinalzonen weit in das Massiv hineingreifend — oft vielleicht durchgreifend — verbunden, allein Gneiss an Gneiss und abermals Gneiss anschliessend — Gneiss das jüngste und Gneiss das älteste Glied des gefalteten Systemes — wie wollen wir da die Gliederung verfolgen? Die Mulden jüngerer Gesteine, welche einst die Gneissfalten trennten, sind abgetragen bis unter ihren Grund. Nur lückenloses genaues Verfolgen aller Gesteinsvarietäten und aller Streich- und Fallrichtungen könnte den inneren Bau des Tessinermassives vielleicht dereinst etwas besser aufdecken. *Escher* und *Studer* kannten schon wohl das vielfache Abweichen der Streichrichtung von der sonst den Centralalpen gewöhnlichen, und *Escher* hat dies mit den oft N—S laufenden Randtheilungen durch die hineinstreichenden Mulden in Zusammenhang gebracht. Er bezeichnet eine gerade von *Andeer* nach *Olivone* als die ungefähre nördliche Grenze der meridionalen Streichrichtungen des Tessinermassives (Denkschr. 1839, S. 13). *Rolle* konnte überall im Gebiete von Blatt XIX *Escher*'s Aufzeichnungen im Einzelnen genauer in die besseren Karten eintragen und bestätigte dieselben durchweg.

Die Bedrettomulde spaltet sich gegen Osten in die Mulde von *Piora* und von *Leventina*, zwischen welchen ein Massivtheil (*Faido-Pizzo Pettano*) abgetrennt bleibt. Am *Campolungopass* streicht eine kurze Mulde nach SW. Die Mulde von *Piora* streicht fort in den Bündnerschiefermuldenzug von *Val Luzzzone-Lugnetz*.

Bei *Olivone* aber splittert plötzlich, sonderbar unvermittelt, von diesem Muldenzug völlig rechtwinklig abgelenkt, ein Streifen Bündnerschiefer von Röthidolomit (= Trias, *Rolle*) beiderseits eingefasst südlich ab durch den

Thalgrund des *Bleniothales* hinaus. Von *Campo* bis *Torre* verläuft das Thal völlig gerade N—S, aber es ist von *Campo* bis *Olivone* ächtestes Querthal, von *Olivone* bis *Torre* ein Längsmuldenthal. Und recht tief greift diese abgeirrte Mulde, denn nichts konnte für ihre Erhaltung ungünstiger sein, als dass der Thalweg sich genau auf sie geworfen hat. Soweit ich unterhalb *Olivone* mich umgesehen habe, kann ich *Rolle's* Kartirung dieser N—S-Mulde vollständig bestätigen. *Rolle* fand ihr südliches Ende bei *Corzoneso*, 9 km. in gerader Linie südlich von *Olivone*. Die sie umhüllenden Glimmerschiefer reichen im Thalgrunde bis *Marogno* bei *Dongio*.

An diese Mulde schmiegt sich östlich das Gneiss- und Glimmerschiefergebirge der *Adula* an. An dessen Ostflanke folgt eine andere meridiane Einkerbung durch eine weit N—S verlaufende Mulde von Bündnerschiefer in Röthidolomit eingefasst. Es ist diejenige von *S. Bernardino*, welche eigentlich die gegen S umgebogene Fortsetzung der breiteren Bündnerschieferzone des Rheinwaldthales ist. Vom *Einshorn*, das auf der Wende von dem normal streichenden gegen den südlich abgelenkten Theil der Mulde steht, bis da, wo sie nach *Rolle* hoch ob *Soazzo* südlich ausstreicht, messen wir 17 km. geradlinig. *Escher* hat sie noch etwas weiter bis über den *Passo della Forcola* fortgeführt. Im grossen Ganzen fällt auch diese Mulde mit einem Thale, dem *Val Mesola (Misox)*, zusammen.

Den östlichen grossen nach Nord gerichteten Lappen des Tessinermassives, reichend von der Mulde von *St. Bernardino-Mesocco* bis in das *Madriser-* und *Averserthal*, hat *Rolle* unter dem Namen *Liromassiv* vom Tessinermassive abgeschält. Allein das *Liromassiv* ist an seinem Ostrande nach meinen Untersuchungen vom Sommer 1891 am *Splügenpasse* noch weit tiefer und vollständiger wieder in zwei gespalten, als dies *Rolle* ahnte, und als er es in sein Blatt XIX eingetragen hat. Der von ihm auf der *Splügenpasshöhe* angegebene Marmor ist in der That die zusammenhängende Fortsetzung der Röthidolomitgruppe, welche unterhalb *Sufers* den Hinterrhein durchquert. Derselbe lässt sich ohne irgend einen Unterbruch südlich streichend, östlich einfallend, weiter in die grosse Dolomit- und Marmorasse zwischen *Val Madesimo* und *Splügenstrasse* verfolgen; diese Carbonatgesteine streichen weiter hinter *Motta* durch, durchqueren, gut entblösst, das *Rabbiosathal* bei

Frasciscio, östlich von *Campodolcino*, und können als zusammenhängender Muldenzug noch ein Stück weit über *Gualdera* hinaus verfolgt werden. Ich habe diesen Dolomit- und Kalkzug von der Stelle an den Strassenkehren gegenüber dem Dorfe *Splügen*, wo er sich südlich vom normalen Streichen abwendet, auf volle 18 km. weit in Zusammenhang südlich fortstreichend nachgewiesen und kenne sein südliches Ende noch nicht sicher.

Jetzt folgt östlich das Rofnaporphyr- und Glimmerschiefergebirge des *Surettahorn*, *Piz d'Emet* und *Cima di Lago*, das wir als Massiv Suretta-Emet vom Liromassiv abtrennen müssen, und daran schmiegt sich östlich die Trias des *Averserthales* mit aufliegendem Bündnerschiefer an, ebenfalls N—S streichend und östlich abfallend.

Das grosse Tessinermassiv zeigt also an seinem Nordrande folgende lappenförmige, vorherrschend S—N streichende Gliederung von W nach O fortschreitend:

1. Massivlappen: Oberstes Maggiagebiet von *Piz Sasello* bis *Pizzo Massari*.

1. Muldenzug: *Campolungopass*, SW—NO streichend.

2. Massivlappen: *Pizzo Campolungo* und bis *Campo tencca*.

2. Muldenzug: *Piumogna*, NW—SO streichend, die Fortsetzung des grossen Muldenzuges des *Bedrettothales*, der hier am Fusse des *Pizzo Forno* sein östliches Ende findet.

3. Massivlappen: Kette des *Monte di Sobrio*, *Pizzo Lucomagno*, *Pizzo Pettano*, Kamm zwischen *Val Piora* und oberer *Leventina* mit fast O—W-Richtung sich westlich ausspitzend bei *Madrano* bei *Airolo*.

Nordrand dieses Massivlappens: Mulde von *Val Piora*, *Pizzo Columbo* bis *Olivone* W—O streichend.

3. Muldenzug: *Val Blenio* (*Olivone-Aquila* bis *Dongio*) N—S streichend.

4. Massivlappen: **Adulamassiv** S—N streichend.

Nordrand des Adulamassives an einer WSW—ONO streichenden Linie (*Olivone-Val Scaradra-Schwarzhorn-Vals*) steil hinunterbiegend.

4. Muldenzug: *Val Misocco* (*Einshorn*, *S. Bernardino*, *Mesocco*), N—S streichend.

5. Massivlappen: Liromassiv oder Pizzo Tambomassiv, S—N streichend.

Nordrand zur Tiefe biegend längs der WSW—ONO streichenden Mulde des *Rheinwaldthales*.

5. Muldenzug: *Splügenpass* (*Splügenpass, Madesimo, Frasciscio*), N—S streichend.

6. Massivlappen: Suretta-Piz Emet-Massiv, S—N streichend.

Dieser Massivlappen hat wieder einige lappige Einkerbungen geringerer Dimensionen an seinem nordöstlichen Rande: 1. Dolomitmarmorzug von *Aeuserferrera* durch die hintere *Alp Suretta* bis an das *Seehorn* hinauf (die Zone geht weiter, als *Rolle* sie auf Bl. XIX eingetragen hat); 2. Dolomitzug von *Starlera* über *Inner-Ferrera*; 3. Dolomitzug oberhalb *Canicul*.

6. Muldenzug: *Averser-* und *Madriserthaler* Trias und Bündnerschiefer N—S streichend.

Allen diesen nördlich gerichteten Lappen des Tessinermassives ist gemeinsam, dass, so alpenquer auch ihr Streichen im Ganzen sein mag, sie doch an ihren Nordenden durchweg in der allgemeinen Streichrichtung der Alpen abgestutzt sind. Sie müssen sich derselben dort genau anschmiegen. Dies wird bewerkstelligt durch ein verkehrt löffelförmiges Hinabbiegen auf drei Seiten oder durch eine scharfe unvermittelte Abbiegung, deren Knie gegen Norden gekehrt ist, nie aber durch einen Bruch oder ein discordantes Abstossen.

So geschieht den westlichen Lappen im *Leventinerthale* oder dem Muldenzug von *Piora*, den östlichen längs der Südflanke des *Rheinwaldthales* und dem Adulamassiv auf der Strecke von *Olivone* bis *Vals*. Auf der Randlinie *Olivone* bis *Piz Alpettas* will das Adulamassiv der ihm aufgezwungenen Streichwendung erst halb gehorchen, dann aber wird sein Streichen gänzlich umbogen und fügt sich der normalen Richtung gegen ONO. Vielleicht mögen die S—N streichenden Massivfalten etwas älter sein, vielleicht kann ihr nördliches Ende durch die spätere ONO streichende Faltung nachträglich eingedrückt und derselben angepasst und angeschmiegt worden sein. Allein die vielleicht ältere N—S streichende Faltung muss doch jünger als der in meridianen Mulden eingeklemmte Bündnerschiefer, d. h. jünger als Lias sein. Da aber

nirgends, vom Lias bis in's Eocäne aufwärts, Transgressions-Discordanzen in den Centralalpen zu finden sind, so kann der Altersunterschied der N—S streichenden und der nach ONO streichenden Faltung nicht gross sein. Zudem darf nicht vergessen werden, dass eine Altersdifferenz hier kein mechanisches Postulat ist. Im Gegentheil können in einem zusammen-geschobenen Tuche innerhalb eines grossen einheitlich streichenden Falten-systemes auch einzelne Querfalten gleichzeitig sich ausbilden und an ihren Enden sich der Hauptrichtung anschmiegen. Es kommt nur auf Richtung des Schubes im Verhältniss zu ungleichförmigen Widerständen verschiedener Stellen an. Ferner kann durch die Auslösung gewisser Spannungen während und durch die Faltung die Richtung des stärksten Druckes und Schubes und damit die Streichrichtung der vorweg in dicht aufeinanderfolgenden Phasen erzeugten Falten sich ändern.

Das Adulamassiv als Ganzes hat die Gestalt eines breiten S—N streichen-den Gewölbes, das gegen Norden in Form einer Kuppel erst aus sich selbst heraus sanft abfällt und endlich, durch äusseren Widerstand gezwungen normal ONO streichend abgestaut, steil unterbiegt. Längs der Westseite im *Bleniothale* ist der Massivrand überliegend, so dass die Bündnerschiefermulde östlich unter den Massivrand einfällt — oder wie *Rolle* sich ausdrücken würde: Das Adulamassiv ist den westlichen Tessiner Massivtheilen über-schoben. Am Ostrande hingegen haben wir regelmässiges Ostfallen der Gneisse und Glimmerschiefer des Adulamassives, und darüber liegt die Mulde der Dolomite und Bündnerschiefer des *Misoxerthales*, welche ihrerseits hingegen östlich unter den überhängenden Rand des *Pizzo Tambo*-Massives hineinfällt. Das *Pizzo Tambo*-Massiv ist hier dem Adulamassiv überschoben. Ebenso ist der *Suretta-Emet*-Massivlappen dem *Pizzo Tambo*-Massiv überschoben. Alle diese drei Massivtheile: *Adula*-, *Pizzo Tambo*- und *Suretta-Emet*-Massiv, verhalten sich hierin somit durchaus analog, alle sind gegen Westen über-liegend. Ist hierdurch vielleicht wiederum angedeutet, dass das Festland im Osten älter als im Westen aufgestaut worden ist?

Im unteren Theile des *Val Blenio* wie des *Val Misox* laufen die die Massivlappen trennenden Sedimentmulden aus. Dort hängen die Massive in ihren Gewölbekernen zusammen mit dem grossen Tessinermassiv. Wo die

Sedimentmulden aufhören, lässt sich südlicher eine Theilung des Massivs nicht mehr finden; in seinem Kerne ist es nur eines.

2. Das Adulamassiv ein Gegensatz zum Aar- und Gotthard-Massiv.

In den Gesteinen wie im Bau bildet das Adulamassiv einen auffallenden Gegensatz zum Gotthard- und zum Aarmassiv. Es ist von diesen beiden zehnmal mehr verschieden, als jene sich von einander unterscheiden.

Im Gotthard- wie im Aarmassiv treffen wir Zonen von sericitischen Gesteinen, viel Gneisse, Hornblendegneisse und feldspathführende Hornblendeschiefer, wenig ächte Glimmerschiefer, fast gar keine Muscovitgesteine, keine Marmore, aber ausgezeichnete Granitgneisse (Protogine).

Im Adulamassiv finden wir Gneisse vom Typus des Antigoriogneisses als tiefsten Theil, hierher gehört der Gneiss bei *Malvaglia* und der in *Osogna* massenhaft ausgebeutete Gneiss. Diese Gneisse enthalten bei vorzüglicher Parallelstructur braunen und weissen Glimmer und viel Plagioklas neben Orthoklas und Quarz. Als oberer Theil folgt ein ungeheurer Complex von sehr gleichförmig ausgebildeten glimmerreichen Gneissen, welche durch einen ganz eigenthümlichen grünen Glimmer ausgezeichnet sind, während Biotit meist fehlt. Darin finden sich eingelagert ausgezeichnete Muscovitglimmerschiefer, eklogitische Hornblendegranat- und Epidotgesteine, vortreffliche Marmorlager. Dagegen fehlen vollständig die Hornblendegneisse, die Sericitgesteine, die ächten Protogine und die Hornblendeprotogine. Selbst diejenigen Gesteinsarten, die man mit gleichem Namen benennen und auf der Karte mit gleicher Farbe bezeichnen muss, sind hier verschieden von den entsprechenden des Gotthard- oder Aarmassives. Es dürfte nicht leicht sein, ein Gesteinsstück aus diesen Massiven uns vorzuhalten, bei welchem wir im Zweifel wären, ob es der Adulagruppe oder den anderen beiden Massiven angehört, während zwischen Gotthard- und Aarmassiv in der Mehrzahl der Fälle Zweifel bleiben könnten.

Gotthard- und Aarmassiv haben bei complicirter Gliederung ausgeprägte Fächerstructur und damit zusammenhängend beim Aarmassiv als Regel, am

Gotthardmassiv nur stellenweise angedeutet, discordante Auflagerung der Sedimente, daneben aber auch concordant eingeklemmte Mulden. Die Schichtplatten stehen steil bis senkrecht. Clivage ist vielfach durchschlagend, die ursprüngliche Schieferung aufhebend, oder verdeckend, Linearstreckung sehr gewöhnlich ausgebildet, fast kein Gestein ist ohne mechanische Deformation zu finden.

Das Adulamassiv aber ist als erstaunlich regelmässiges breites Gewölbe erhalten (Profile 4, 5, 6 und 7, und Taf. V, Fig. 4), die Sedimente liegen durchweg in vollkommener Concordanz an oder auf. Die Schichtung und ursprüngliche Schichtschieferung sind nur sehr selten und ganz local von Clivage oder Linearstreckung gestört. Die Platten liegen auf den höchsten Gipfeln des Gebirges flach und nehmen gegen die Ränder in gleichmässiger Weise ohne unregelmässige Zwischenfaltung ganz allmähig an Einfallen zu. Mit einziger Ausnahme der Collision am Nordrande: nirgends Zerknitterungen. Mechanische Gesteinsdeformation ist die Ausnahme und leicht in ihrer localen Ursache und Ausbildung zu übersehen. Alles ist hier gross und einfach, Alles ist regelmässig. Eine einzige, zudem noch etwas unsichere Unregelmässigkeit kommt über dem *Passo di Sorredo* vor.

Im Gotthard- und besonders im Aarmassiv treffen wir oft Abstossen einer Gesteinsart an einer anderen, oft Gangbildungen, nicht selten sind entschiedene Eruptivmassen eingelagert (Syenit von *Piz Giuf*, Syenit und Euritgranit von *Piz Ner*, Diorit von *Puntaiglas*, Diorit von *Ufern* etc.).

Im Adulamassiv keine Eruptivgesteine, kein Abstossen einzelner Gesteinsarten an anderen, alle krystallinen Schiefer vom Antigoriogneiss im Grunde des *Bleniothales* bis hinauf auf den Gipfel des *Piz Valrhein* oder *Piz Fanella* in regelmässigster Schichtung wie ein enormer Complex regelmässigster mariner Sedimente Schicht auf Schicht gleichförmig aufgelagert ohne jede sichtbare Störung. Nirgends noch habe ich im Gebiet der fossilführenden Sedimente etwas Aehnliches gesehen von Gleichförmigkeit der Ablagerung in so mächtigem Complexe, und nirgends bis jetzt habe ich wie hier den Eindruck bekommen: der Gneiss und Glimmerschiefer sind geschichtete Gebilde. Ist vielleicht der Mangel an klarer Schichtung der Gneisse im Gotthard- und Finsteraarmassiv blos bedingt durch die tektonischen

Störungen, die mechanischen Deformationen, also besonders durch Clivage und Linearstreckung? Ist dies hier im Adulamassiv der unverdorbene ursprüngliche Habitus der krystallinischen Schiefer? Spielen nicht die kalkreichen Einlagerungen (Eklogite, Epidosite, Granatgesteine und Marmore) im Adulagneisse eine ähnliche Rolle, wie oft die kalkigen Schichtpakete innerhalb eines grossen Complexes sedimentärer Thonkieselgesteine? Das sind die Gedanken, welche mich vielfach begleitet haben, wenn ich auf den Schichttreppen dieser Gneisse und Glimmerschiefer ging.

Dasjenige unter den mir bekannten Centralmassiven, welches dem Adulamassiv sowohl im Bau als auch nach den Gesteinen weitaus am nächsten steht, ist das Massiv des Simplon. Der *Monte Leone* nimmt dort nach Gestein und Lagerung eine durchaus ähnliche Stellung ein, wie der *Piz Valrhein* im Adulamassiv. Die Ausdehnung und Umrissgestalt der verglichenen Massive freilich ist wieder verschieden. Die genannte Aehnlichkeit hat wohl ihren Grund zum Theil darin, dass wir uns hier überhaupt im südlicheren Zuge der Centralmassive befinden, welcher sowohl ursprünglich in Beziehung auf Gesteinsfacies als auch später auf Faltungsfacies sich anders verhält, als die nördlicheren Regionen. Im Allgemeinen ist in den nördlichen Centralmassiven die Drängung eine viel intensivere. Damit in Zusammenhang dürfte auch dort die weitgehende Sericitisirung der Feldspäthe stehen. Im Gotthardmassiv ist Sericit schon viel spärlicher als im Aarmassiv, und im Adulamassiv und Simplonmassiv fehlt er fast ganz. So gibt es Gneisse, welche sowohl dem Gotthardmassiv als auch dem Tessinermassiv angehören könnten, aber selten wird es schwer fallen, ein Gestein des Aarmassives von Gneissen der südlichen Massive zu unterscheiden.

Von Verwerfungen ist im Adulamassiv oder in dessen Umrandung keine Spur zu finden. Hier fehlen nicht nur die ächten Verwerfungen, wie dies auch höchst wahrscheinlich im Aar- und Gotthardmassiv der Fall ist, sondern es fehlt auch die Faltenverwerfung.

Es wäre eine recht schöne und lohnende Arbeit, das ganze Adulamassiv in allen Einzelheiten einheitlich und eingehend zu bearbeiten. Wenn auch meine Untersuchungen für den nördlichen Theil unsere Kenntniss wesentlich vermehrt haben, sind sie doch weit entfernt, einen Abschluss zu geben. Es

gibt manche Stellen, welche viel detaillirter begangen werden sollten, als es mir damals möglich geworden war. Die von *Rolle* colorirte Westflanke (*La Colma*, *Val Soja* und *Simano*) ist mir noch unverstanden geblieben. Die Sommer 1880 und 1881, da ich diese Gebiete beging, waren ausserordentlich ungünstig. Ich wurde von Nebel und Regen fast täglich gehindert. Volle acht Male z. B. wurde durch Unwetter mein Versuch, den Gipfel des *Piz Valrhein* zu ersteigen, vereitelt, und ich musste nach $\frac{3}{4}$ des Weges umkehren.

B. Die Gesteine des Adulamassives.

Wir können im Adulamassiv drei grosse Gesteinscomplexe unterscheiden:

1. Der tiefste Theil ist der Gneiss vom Typus des Antigoriogneisses (*Gerlach*). Es ist ein meist ziemlich feinkörniger Gneiss mit meistens weissem und zugleich braunem Glimmer, welche vollständig untereinander parallel zerstreut, nicht oder nur selten in Häuten oder Flasern gesammelt, eingelagert sind. Feldspath und Quarz sind gleichmässig körnig gemengt, Plagioklas ist meistens ziemlich reichlich vorhanden. Dieser alte Gneiss, den wir füglich als den Grundgneiss der Tessinermassive bezeichnen können und der hier eine ähnliche Rolle wie die Protogine im nördlicheren Massivzuge spielt, ist von vortrefflichen Eigenschaften als Baustein und wird in grossen Massen bei *Osogna* ausgebeutet und mit der Gotthardbahn nördlich der Alpen gebracht (Quaideckplatten, Trottoirrandsteine, Treppen, Podestplatten von enormen Dimensionen, Sockelquader etc. sehr vieler neuen Gebäude in *Zürich*). Im Aarmassive kenne ich nirgends einen Gneiss, welcher mit diesem *Osogna-Antigoriogesteine* verwechselt werden könnte. Im Gotthardmassiv gibt es einzig auf der Alp *Sella* Gneisse, die etwas daran erinnern, sich aber vom *Osognagneiss* durch ihre sehr ausgeprägte Linearstreckung unterscheiden, welch' letztere im *Osognagneiss* viel schwächer oder gar nicht vorhanden ist.

Dieser alte Grundgneiss bildet nach *Rolle* den Bergstock des *Simano* südlich des *Piz Valrhein*, er findet sich in ganz flacher Lagerung im Grunde des *Blegnothales* von *Dongio* abwärts. Ich traf ihn mit flachem Ostfallen

bei *Malvaglia* und von da in's *Val Malvaglia* hinaufsteigend bis gegen *Madra*. Er ist das tiefste Glied der Erdrinde, welches hier zum Vorschein kommt. Seine Unterlage ist nirgends aufgeschlossen, seine Mächtigkeit unbekannt. Er reicht übrigens nirgends in mein Aufnahmegebiet hinein.

2. Darüber folgt der Complex der unteren Glimmerschiefer, die vielfach wechseln, selten schön ausgebildet sind, viel braunen und auch weissen Glimmer, sehr oft Granaten, auch Hornblende und Chlorit enthalten. Einzelne seltene und wenig mächtige Einlagerungen sind Uebergänge in Gneiss, demjenigen von *Zervreila* ähnlich. Auch manche der Granatglimmerschiefer erinnern durchaus an Granatglimmerschiefer der oberen Zone. Ich traf diese unteren Glimmerschiefer 1500 bis 2000 m. mächtig mit stets circa 20° Ostfall im hinteren Theil des *Val Malvaglia* über *Alpe die Giomella* hinauf bis an den *Poncione della Freccione*. Sie bilden hier den Kamm zwischen *Calancathal* und *Val Blegno* mit den Gipfeln *Fil Rosso*, *Cima dei Cogni*, *Fil di Remia*, und der Thalkessel der *Stabbioalpe* ist in diese Glimmerschiefer eingebettet. An der linken Seite des oberen *Calancathales* ist die Mächtigkeit derselben offenbar geringer. Das obere *Calancathal* ist ein Isoklinalthal in diese Glimmerschiefer eingeschnitten. Der weitere Verlauf fällt ausser mein Aufnahmegebiet.

3. Es folgt darüber der jüngere Gneisscomplex des *Adulamassives* oder *Adulagneiss*, wie wir diese, besonders für den nördlichen Theil, das eigentliche *Adulagebirge*, so charakteristische Bildung nennen wollen. Der jüngere Gneiss bildet um das Nordende des Massives eine geschlossene regelmässige Schale, deren Mächtigkeit im Profile SN durch den *Piz Valrhein* gegen 4000 m., im Profile vom *Zapporthorn* östlich über die *Berninahöhe* jedenfalls noch über 2500 m. beträgt. Der *Adulagneiss* nimmt das ganze vergletscherte *Adulamassiv* östlich von *Val Carassina* ein. Hoch oben im Hintergrunde von *Val Malvaglia* und *Val Calanca* bildet der *Adulagneiss* den Saum der höchsten Gipfel. Seine Schale wendet sich da allmählig. Am *Plattenberg* und *Piz Valrhein* herrscht flaches Nordfallen, gegen das *Rheinquellhorn* und von da gegen das *Zapporthorn* dreht es sich in NO und O-Fall um. Am *Pizzo Muccia* und von da auf dem ganzen südlich gehenden Grate zwischen *Misoxer-* und *Calancathal* bleibt das reine Ostfallen

anhaltend. Der obere Theil und die östliche Abdachung dieses letzteren Kammes wird aus Adulagneiss gebildet, darunter aber am Abhang nach *Val Calanca* erscheinen die Schichtenköpfe der unteren Glimmerschieferbildung. Wir können somit als Grenze der Adulagneisse eine Linie ziehen, welche vom *Sosto* durch *Val Carassina* geht, von da *Val Malvaglia* und *Calanca* oben umrandet und etwa in der halben Höhe des linksseitigen Gehänges von *Val Calanca* südlich zieht. Alles, was von unserem Massiv auf der NO-Seite dieser Linie liegt, wird vom Adulagneiss eingenommen. Auf dem in Bl. XIV erscheinenden Stücke finden wir ausschliesslich diese Bildung der Adulagneisse. Die Profile auf unseren Tafeln I und II gehen nicht über deren Gebiet hinaus. Ueber den Adulagneiss bin ich in der Lage, etwas eingehendere Auskunft zu geben:

Der Adulagneiss ist ausgezeichnet durch seine gleichförmige Ausbildung und sein durchaus eigenartiges Gepräge. Er ist das charakteristische Glied des Adulamassives, das in dieser Art der Ausbildung den anderen Massiven fehlt und dem ganzen Gebirge seine Eigenthümlichkeit gibt. Die Gesteine der Adulagneissbildung sind die folgenden:

a) Glimmergneiss (Adulagneiss, „*Gn Gl*“, glimmerreicher Gneiss“ auf Bl. XIV, „normaler Glimmergneiss oder Adulagneiss“, „Zervreiler-gneiss“) macht wenigstens $\frac{3}{4}$, zonenweise über $\frac{9}{10}$ der ganzen Bildung aus.

Quarz und Feldspath sind feinkörnig, farblos oder weiss, der Quarz vorherrschend, der Feldspath der Masse nach zurücktretend vorwiegend Mikroklin, der Glimmer, sehr reichlich, gleichförmig in parallelen Blättchen von durchschnittlich 1 mm. in der Masse vertheilt, ist ein Kaliglimmer von leuchtend hellgrüner Farbe und sehr starkem halb metallischem Perlmutterglanz. Nur selten vereinigen sich Quarz und Feldspath zu Knollen und Glimmer zu Häuten, so dass ein Augengneiss entsteht (Strasse ob *S. Bernardino*, *Passo di Sorreda*, einige Stellen am *Zapportgrat*). Der Gneiss ist in ausgezeichnet schönen, ebenen Platten spaltbar. Häufig ist er deutlich in Bänken von 1 dm. bis 1 m. Dicke geschichtet. Die Schieferung ist stets der Schichtung parallel. Die Schichten sind oft durch dünne, rein glimmerige Lagen von einander getrennt (z. B. *Lampertsch-Zervreila*, *Bernardinstrasse* bei *Wahli* etc.). Ein so lebhaftes Glimmergeflimmer, wie es in der Sonne unsere

Adula-Glimmergneisse erzeugen, habe ich noch bei keinem andern Gesteine gesehen. Es ist eine Pracht, und Jedermann hat sein Erstaunen und seine Freude daran. Selbst der dunkelschwarze Humus ist ganz von blitzendem Glimmer erfüllt. Ich verweise für das petrographische Detail auf den Anhang.

b) Feinkörniger Glimmergneiss und Glimmerschiefer mit hellbraunem Glimmer kommt am häufigsten im *Zapportgebiete* vor.

c) Muscovitglimmerschiefer meistens mit Granat bilden eine sehr häufige concordante Einlagerung von 1 bis 20 m. Mächtigkeit im Glimmergneiss. Die rothbraunen Granaten springen knollig vor, sind von blos 1 mm. bis zu 10 mm. im Durchmesser. Das Gestein wittert intensiv rostbraun an, so dass schon aus grosser Entfernung der Verlauf der Granatglimmerschichten an ihrer braunen Farbe, die von dem umgebenden Weissgrau der Glimmergneisse absticht, erkenntlich ist. Aehnlich treten sehr glimmerreiche, von Quarzsnüren durchzogene Schiefer auf (*Guraletsch, Sorreda* etc.).

d) Amphibolite kommen auch in einzelnen Bänken, oft mit linsenförmigem Anschwellen vor, freilich wohl zehnmal spärlicher als die Granatglimmerschiefer. Ich habe sie fast immer die Granatglimmerschiefer begleitend getroffen. Diese Amphibolite haben ein ganz anderes Ansehen, als die Hornblendeschiefer z. B. des *Maderanerthales* oder des Gotthardmassives. Der grössere Theil derselben sind äusserst fest und elastisch zähe, vorwiegend aus ganz dunkel schwarzgrüner Hornblende mit eingestreuten rothen Granatkörnern bestehende Gesteine, Eklogite. Weit seltener treten Bänke auf, welche vorherrschend aus Hornblende und Epidot gebildet sind. (Näheres im Anhang.)

e) Marmore und Dolomitmarmore bilden an vielen Stellen oft vereinzelte, oft schaarenweise auftretende Bänke. Manchmal ist der Marmor grau, manchmal gelblich oder auch ganz weiss und schön krystallinisch körnig, vielfach enthält er Glimmer. Wird er dolomitisch, so wird er meistens zuckerkörnig oder wittert zellig aus. Es gibt Lager, welche im Handstück von den Rauchwacken der Röthidolomitgruppe ununterscheidbar sind.

Die Anzahl der zu unterscheidenden Gesteine, die diesen Adulagneiss-complex zusammensetzen, ist also nicht gross. Auffallend ist z. B. das Fehlen von Chlorit und Steatitgesteinen (Topfsteinen), was dem spärlichen

Vorkommen von Magnesium und dem Vorherrschen von Kalium und Calcium entspricht. Die Constanz der einzelnen Gesteinsarten ist sehr bedeutend. Ein Handstück Glimmergneiss dicht unter dem *Rheinwaldgipfel* oder bei *Zerweila* oder am *Mucciagletscher* geschlagen ist genau gleich — ein Granatglimmerschiefer vom *Zapporthorn* ist nicht zu unterscheiden von einem solchen vom *Fanellahorn* oder vom *Ampervreilerhorn* — höchstens dass am einen Ort die Granaten durchschnittlich etwas grösser sind, als am anderen. Die Schichtung ist in vollster Regelmässigkeit nicht nur durch diese Einlagerungen im Glimmergneiss sehr in die Augen springend, sondern der Gneiss selbst ist in ausgezeichnete Bänke gesondert, und die Schieferung liegt innerhalb der Bänke den Begrenzungsflächen derselben parallel. Man glaubt eine ächt sedimentäre Schichtfolge vor sich zu sehen.

C. Die einzelnen Theile des Adulamassives.

Um nun ein Bild über die Art der Vertheilung dieser Gesteine zu geben, will ich einzelne Localitäten etwas näher in Betracht ziehen.

1. Westlich am S. Bernardinopass.

Tafel V, Fig. 4 gibt ein W—O laufendes Profil vom *Piz Valrhein* bis über den *Bernardinpass*. Die Adulagneissgesteine liegen oben flach, d. h. sie fallen dort wenig gegen N, dann sinken sie am *Zapporthorn* mit etwa 15°, am *Marscholhorn* und *Bernardinpasshöhe* mit 25° und endlich vom *Bernardinpasse* gegen das *Rheinwaldthal* mit etwa 30° nach Osten. Die ganze Adulagneissbildung bemisst sich hier als von circa 2500 m. Mächtigkeit. Im Glimmergneisse zählte ich durch Beobachtung im Gebiete der *Alpe Muccia* und des *Mucciagletschers* bis an den *Bernardinpass* hinaus sieben weit zu verfolgende Einlagerungen von Granatglimmerschiefer, von welchen die meisten 4 bis 6 m. mächtig sind. Unter dem *Breithorn* stellen sich noch einige untergeordnete, kaum 1 bis 2 m. mächtige Granatglimmerschieferlager ein, die rasch mit Glimmergneiss abwechseln. Sie scheinen hier ein stärkeres Lager zu vertreten. Das Granatglimmerschieferlager direct west-

lich des See's auf der *Bernhardinerpasshöhe* hat bedeutendere Mächtigkeit (20 bis 40 m.). Ueber die Vertheilung dieser Schiefer gibt am besten das genannte Profil Aufschluss. Westlich vom *Bernardinopass* und nördlich an der Strasse bis da, wo sie den *Masekbach* überschreitet, gehen wir stets auf normalem Glimmergneiss, über welchem östlich dann ein mannigfacher Wechsel mit verschiedenen Abänderungen von Glimmerschiefern eintrifft, bis endlich über chloritischem Glimmerschiefer oder Verrucanoschiefer die Röthigruppe folgt. Die hohen Gräte, die aus diesen plattigen Gesteinen gebildet werden, zeigen oft die sonderbarsten Verwitterungsformen, besonders tischartige Gebilde. Amphibolitbänke fand ich im Gebiet von *Muccia* nicht anstehend, dieselben sind hier jedenfalls sehr spärlich. Ich traf nur wenige eklogitische Blöcke in den Moränen. Auch Marmoreinlagerungen fand ich im Gebiete von *Muccia* nicht, wohl aber kommt eine solche von hellgrauer Farbe und schönem Korn südlich des *Lago Moësola*, von den Kehren der Passstrasse mehrmals durchschnitten, einige 100 m. weit S—N streichend vor.

2. Im Zapportgebiete.

Wenn wir hineingehen von *Hinterrhein* in das *Zapportthal* und bis an den *Piz Valrhein*, so treffen wir auch da vorherrschend den normalen grünglimmerigen Glimmergneiss und eingelagert Granatglimmerschiefer, eklogitische Amphibolschiefer, hellbraunglimmerige feinkörnige Gneisse und Glimmerschiefer. Im Allgemeinen sind, besonders von der *Zapportclubhütte* an aufwärts, die Glimmerschiefer hier in bedeutend mächtigeren Lagern vorhanden als z. B. im Gebiete der *Alp Muccia*, ja an dem Abhang vom *Paradiesgletscher* hinauf zum *Rheinwaldhorn* überwiegen sie die normalen Glimmergneisse bedeutend. Die Vertheilung der Glimmerschieferlager habe ich in der Karte (Bl. XIX) angegeben. Es mögen noch folgende Einzelheiten zur Ergänzung dienen:

Wohl 90 % der ungeheuren Trümmermassen, welche die Lauinen vom *Marschol-Zapporthorngrate* herunterbringen, sind normaler Glimmergneiss, nur etwa 10 % Glimmerschiefer meist mit Granat. Der grössere Theil der *Alp Zapport* ist Glimmergneiss, der ganz flach liegt (3 bis 10° Nordfall). Beim Aufstieg von den Hütten der *Zapportalp* über die sogenannte *Hölle* treffen wir über einem Glimmerschieferlager wieder vorherrschend den Normal-

gneiss von Adula mit circa 15° Nordfall. Der Weg geht lange auf der Gesteinsgrenze, einzelne Bänke von dunklem Hornblendefels mit Granat begleiten den Glimmerschiefer. Die Clubhütte steht auf Gneiss, dahinter liegt ein wenige Meter mächtiges Glimmerschieferlager, dann folgt darüber wieder Gneiss. Am gegenüberliegenden Gehänge kann man den Verlauf der Glimmerschieferlager verfolgen.

Am Nordrande des *Paradiesgletschers* aufsteigend trifft man weiter:

Granatglimmerschiefer bis circa 2430 m. Meerhöhe, mit ausgezeichneten Gletscherschliffen.

Feinkörniger braunglimmeriger Gneiss und Glimmerschiefer über 250 m. mächtig bis in den Winkel unter die *Lentalücke* bei circa 2700 m.

Von da zur *Lentalücke* aufsteigend folgt:

Eklogitischer Amphibolit.

Glimmerschiefer mit Granat.

Amphibolschiefer.

Normaler Adulagneiss (Glimmergneiss).

Eklogitischer Amphibolit.

Normaler Adulagneiss (Glimmergneiss).

Braunglimmeriger feinkörniger Gneiss und Glimmerschiefer.

Einzelne Bank dunkeln Hornblendeschiefer bei circa 2850 m.

Braunglimmeriger feinkörniger Gneiss, circa 25 m.

Amphibolschiefer, wenige Meter.

Granatglimmerschiefer.

Normaler Adulagneiss (Glimmergneiss).

Amphibolschiefer.

Granatglimmerschiefer, circa 20 m., gelbroth anwitternd.

Normaler Adulagneiss bei circa 2900 m., streicht in den Gipfel des *Piz Valrhein* hinaus.

Feinkörniger Glimmergneiss mit einzelnen Lagen von Amphibolschiefern, tiefster Punkt der *Lentalücke* 2954 m.

Glimmerschiefer mit Granat.

Normaler Adulagneiss mit viel grünem Glimmer am nördlich der *Lentalücke* liegenden Uebergangspunkte.

Die Schichten liegen hier durchweg flach, sie fallen nur mit 10 bis 15° gegen Norden ab. Die Meerhöhen bei dem steilen Aufstieg nehmen fast genau gleich mit der Mächtigkeit der Schichtcomplexe zu.

Dieses Profil bewegte sich vom untersten Theil der Adulagneissgruppe etwa bis in dessen Mitte hinauf. Die Schiefer, welche den Gipfel des *Piz Valrhein* bilden, gehören jedenfalls noch unter die Mitte. Gehen wir von da nordwärts, so kommen wir bei stets nördlich abfallenden Schichten stets in die höher gelegenen hinauf. Die Gesteine von *Piz Jut* und *Piz Casimoi* oder des *Güferhorn*, *Lentahorn*, *Furkeli* und *Zervreilerhorn*, sowie weiter östlich *Kirchalhorn*, *Lorezhorn* und *Fanellahorn* gehören alle noch über den Gipfel des *Piz Valrhein*, die genannten Berge sind Scherben der oberen äusseren Schalen des gewaltigen Adulagneissgebirges.

In diesen oberen Schalen treten die Glimmerschiefer wieder mehr zurück, die Normalgneisse herrschen bei Weitem vor — erst im allerobersten Theil kommen wieder viele Glimmerschiefer, Eklogite und dann auch Carbonate (*Fanellahorn*). Im Ganzen können wir somit constatiren, dass im Adulagneisscomplex die Glimmerschieferlainlagerungen sich namentlich von unten gerechnet im zweiten Viertel seiner Mächtigkeit am stärksten häufen (was also dem Aufstieg von der *Zapporthütte* zum *Piz Valrhein* entspricht), dass sie im obersten Achttheil wieder reichlich sind, während in den übrigen Zonen der normale Adulagneiss bei Weitem vorherrscht und der Glimmerschiefer da nur untergeordnete Einlagerungen bildet.

Der Scheitelpunkt der ganzen Adulaschale liegt in der Gegend von *Rheinquellhorn* und *Poncione della Freciona*. Hier geht die untere Glimmerschieferformation am höchsten hinauf. Um diese Partie herum finden wir im nördlichen Halbkreis stets radiales Abfallen der Schichten.

3. Am Kirchalhorn und Fanellahorn.

Um von dem Gesteinswechsel in dem oberen Theile der Adulagneissmasse ein Bild zu erhalten, steigen wir von *Hinterrhein* an's *Kirchalhorn* hinauf, über *Fanellagletscher* zum *Fanellahorn* und von da gegen *Zervreila* oder *Vals*.

Auf der *Kirchalp* fällt Granatglimmerschiefer circa 26° gegen N O unter den Röthidolomit des *Valserberges* ein. Dieses Gestein streicht hinaus auf den *Wenglispietz*, während darunter der Normalgneiss (Adulagneiss) erscheint. Hie und da begleiten einige Lagen von Hornblendeschiefer den Glimmerschiefer. Am nördlichen Rande des Gletschers finden wir über dem Normalgneiss eklogitischen Amphibolschiefer, wieder weisslichen Normalgneiss und abermals Granatglimmer- und feinkörnige Granatamphibolschiefer. Nach Westen emporsteigend legen sich die Schichten, die einen obersten Lappen der Adulagneissbildung vertreten, stets flacher um. In der *Kirchalplücke* zwischen *Wenglispietz* und *Kirchalphorn* steht granatführender Glimmergneiss mit bloss noch 2 bis 5° N O-Fall an. Granatglimmerschiefer und Hornblendelager bilden den Gipfel des *Kirchalphornes*. Ein Marmorlager, welches ich an demselben zu sehen glaubte, war nicht zu sicherer Prüfung erreichbar. Die gleichen Schichten setzen flach hinüber an die Felsinseln im *Fanellagletscher* und an das *Fanellahorn*. Vom *Fanellahorn* hinab gegen *Zervreila* notirte ich am 12. August 1880 folgendes Profil, das leider an einigen Stellen in seinen Angaben nicht von wünschbarer Vollständigkeit ist — ein eisiger Sturm und beginnendes Unwetter erschwerten die Notirung. Die Höhendifferenzen ergaben bei der flachen Lagerung von 5 bis 15° S—O-Fall beinahe die Mächtigkeiten.

Gipfel des *Fanellahorn* 3122 m.

Granatglimmerschiefer, einige dünnere Lagen eklogitischer Granatamphibolschiefer und Glimmergneisse in mehrfachem Wechsel. (Gesteine des *Wenglispietz* und *Kirchalphorn*.)

Weisser und hellgrüner Glimmerschiefer.

Fanellapass 2840 m.

Muscovitglimmerschiefer mit kleinen Granaten.

Zähes feinkörniges Granatamphibolitgestein, massig in einer Bank, die sich gegen N bald auskeilt.

Grünglimmeriger heller Gneiss (Normaler Adulagneiss).

Grobzelliger Dolomit, eine Bank.

Hellfarbiger normaler Adulagneiss.

Zuckerkörniger Dolomitmarmor, hie und da zellig, einige Meter mächtig.

Granatglimmerschiefer.

Normaler Adulagneiss, sehr schön ausgebildet, circa 50 m. mächtig.

Dolomitnarmor, zuckerkörnig, circa 20 m.

Häutiger Muscovitglimmerschiefer und grünlicher Glimmerschiefer, hier und da mit etwas Granaten.

Normaler Adulagneiss.

Granatglimmerschiefer.

Dolomitzug des *Weissgrätli*, 2734 m. (Zeigt durch Anschwellung oder locale Aufbiegung am *Weissgrätli* eine Erhebung bis auf 2866 m.)

Der Dolomitzug des *Weissgrätli* von im Ganzen circa 40 m. besteht von oben nach unten aus:

Zellendolomit.

Grauweissem zuckerkörnigem Dolomit.

Gelblichem Dolomitnarmor.

Braunem schiefrigem glimmerhaltigem Dolomit.

Darunter am Nordabhang des *Weissgrätli* folgen:

Glimmerschiefer.

Dolomitbank, zuckerkörnig.

Glimmerschiefer.

Dolomitkopf bei circa 2530 m.

Adulagneiss, sehr schön ausgebildet, ganz flach nordöstlich fallend.

Felskopf 2430 m. feldspathreicher schöner Adulagneiss.

Normaler Glimmergneiss des Adulamassives ganz gleichförmig ausgebildet, ohne weitere Glimmerschieferlainlagerungen bis *Zervreila* 1780 m. hinab. Der Adulagneiss hat hier vom untersten Dolomitnarmorlager bis in den Thalgrund hinab über 700 bis 750 m. Mächtigkeit, und dieser ganze Complex gehört gegen S aufsteigend noch über den Gipfel des Piz Valrhein. *Zervreila* liegt geologisch höher als der *Piz Valrhein*.

Das ausgedehnte Gebiet zwischen *Lentathal* und *Kanalthal* gehört dieser Gneissmasse an. Mit Ausnahme einiger schwacher Glimmerschieferlager am *Brochenhörnli* und von da gegen das *Furketlihorn* hinauf ist diese ganze Berggruppe aus Normalglimmergneiss (Adulagneiss) gebildet. Ihr gehört auch das erstaunliche *Zervreilerhorn* an (Tafel V, Fig. 5). Dasselbe ist eine

durch steile Absonderungsklüfte aus dem schwach geneigten Complex der Gneisssschichten herausgeschälte Verwitterungsform, wie wir sie von so geisterhafter Gestalt sonst nur bei steil stehenden krystallinischen Schiefern zu finden gewohnt sind. Es bildet übrigens eine ganze stehengebliebene Mauer, die nur von der einen Seite ein scharfes Horn ist.

4. Im Gebiete von Guraletsch und Ampervreila.

Verfolgen wir den dolomitreichen Zug des *Weissgrätli* gegen Osten, so finden wir, dass die schwächeren Lagen in dieser Richtung auskeilen, die stärkeren aber, so namentlich diejenigen des 2784 m. *Weissgrätligipfel* und die nächst höheren noch lange aushalten. Sie streichen beide durch den Kessel, in dem der *Guraletschersee* liegt — das untere Dolomitpaket bildet den Querriegel des 2410 m. hohen kreisrunden Seeleins, das obere zieht sich in dessen Hintergrund durch. An der Ecke östlich über der *Guraletschalp* bei 2438 m. ist oben der Dolomit weisslich zuckerkörnig, darunter krystallinisch gelblich, tiefer folgt Zellendolomit, dann Dolomitsand, welche Abänderungen alle mehrfach untereinander abwechseln. Im Hintergrund des *Ampervreileralpseeleins* keilt sich das obere Band aus, das untere konnte ich bis in's Niveau 2030 m. östlich der *Ampervreileralp* verfolgen. Unter dem Dolomitzug liegt durchweg bis in den Thalgrund hinab fast lauter normaler Adulagneiss. Nach oben folgen alle jene Abänderungen des Gneiss oder Glimmerschiefer, die wir auch vom *Fanellahorn* kennen. Wenn wir vom *Guraletschsee* hinaufsteigen gegen die scharfe Gratbresche dicht südlich am *Guraletschhorn*, so treffen wir zuerst ungewöhnlich grobkörnig ausgebildeten Glimmergneiss mit bis zu 5 cm. grossen Orthoklasäugen, darüber den oberen Dolomit 5—10 m. stark von sandig glimmeriger Beschaffenheit. Es folgen Glimmergneiss, Spuren von eklogitischen Schiefern, Glimmerschiefer und in der scharfen Bresche wieder schöner normaler Glimmergneiss. Darüber steht beiderseits an den Wänden der Bresche ein Muscovitschiefer an, erfüllt mit wundervollen Granatkörnchen von kaum $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{6}$ mm. Durchmesser. Das Gestein fällt hier mit etwa 18° SO. Oben folgt nochmals heller normaler Adulagneiss von ausgezeichnet schöner Ausbildung, der die Gipfel des *Ampervreilerhorn* und des *Guraletschhorn* bildet. Eine in der Bresche über-

raschte Gemse sprang uns über den Kopf, noch mehr aber ergötzte uns der Anblick der Granatglimmerschieferflächen östlich des *Guraltsch-* und *Ampervreilerhornes*. Die blendenden Glimmerschieferflächen sind höckrig besetzt mit Millionen von dunkeln Granatkörnern, sodass mein Begleiter in den Ausruf ausbrach: „Schau, der ganze Berg ist pockenkrank!“ Ueber Glimmergneiss folgen grünliche Glimmerschiefer, verrucanoartige Schiefer und am *Hohbühl* der Röthidolomit mit einem Käppchen von Bündnerschiefer.

Unten an der Schlucht des *Peilerbaches*, unfern deren herrlichem Erosionskessel, circa 500 m. oberhalb seiner Mündung in den *Valserrhein*, findet sich im Glimmerschiefer eine schöne graue Calcitmarmorbank entblösst. Schutt und Wald verhindern ein Verfolgen auf weitere Erstreckung. Ein anderer Marmorbankzug liegt etwa in der Mitte zwischen *Ampervreileralp* und *Calvariberg*, eingeschlossen von Glimmerschiefer und Glimmergneiss. Er setzt auch auf die andere nördliche Thalseite hinüber.

Steigt man von *Leis* westlich von *Vals* gegen die *Leiser Heuberge* hinauf, so trifft man in den Bachfurchen viele an Erosionskesseln reiche Stellen, an welchen Normalglimmergneiss oder Glimmerschiefer durchschnitten ist und darunter weisser Kalkmarmor erscheint. Bach und Schicht fallen ungefähr gleich 23° SO. (In der Karte ist hie und da beim Druck eine kleine Verschiebung eingetreten, so dass nicht auf allen Blättern die Marmorflecke in die Bachrinne fallen.)

5. Der Grat vom Piz Valrhein zum Torrone di Nava.

Ein schöner Grat hoher vergletscherter Gipfel zieht sich vom *Rheinwaldhorn* nördlich. Alle kehren, wie der *Piz Valrhein* selbst, entsprechend dem flachen N oder NNW-Fallen der Schichten ein steiles Gesicht mit quer abgebrochenen Schichtköpfen gegen Süden, einen breitschultrigen, oft vergletscherten Rücken nach Norden. Wir wollen über den Grat klettern und treffen da:

Piz Valrhein (Rheinwaldhorn) 3398 m., Adulagneiss.

Adulajoch ebenso.

Grauhorn 3260 m., Glimmerschiefer, oben wohl nur etwa 10°, weiter unten bis 20° NNW-Fall. Dieser Glimmerschiefer zieht hinab und erreicht den Grund des *Lentathales* gerade am unteren Ende des *Lentagletscher*.

Aus dem vergletscherten Grat zwischen *Grauhorn* und *Piz Jut* schauen einige Felsköpfe von hellgrauem normalem Glimmergneiss, der dann am Südabsturz des *Piz Jut* auf circa 200 m. Mächtigkeit entblösst ist.

Der Südgipfel des *Piz Jut* 3108 m. besteht noch aus Adulagneiss, der Nordgipfel 3128 m. zeigt eine Kappe eines neuen höheren Glimmerschieferlagers. Das letztere zieht sich unter *Cima di Fornei* durch in die *Bocca di Fornei* 2879 m. und von da hinab zur obersten Hütte im *Lentathal*. Die *Cima di Fornei* 3056 m. besteht wieder aus aufgesetztem Adulagneiss. Stets sind die Gneisslager weit mächtiger, als die Glimmerschiefer.

Der NNW-Fall der Schichten wird allmählig steiler. Die ganze breite Masse der Gipfel *Piz Cassimoi* 3126 m., *Piz Sorda* 3125 m., *Piz Casinell* 3101 m. und *Torrone di Nava* 2884 m. besteht ganz aus Normalgneiss. Es sind dies hier in der Fortsetzung die gleichen Lager, welchen das *Zervreilerhorn* und die ganzen Thalwände rings um *Zervreila* angehören. Der Grat des *Torrone di Nava* läuft als ein sehr typischer Querkamm nach NNW. Die Gneisssschichten streichen quer durch. Am Gipfel fallen sie schon 45° nach NNW — etwas weiter nördlich bald 60°, 80°, und in herrlichem Bogen sieht man sie in die Tiefe hinab zur Verticalstellung und unten zum Ueberhängen mit SSO-Fall umbiegen (Profil 4, südliches Ende). Das ist eben das steile Unterbiegen der Adulamasse, welches bedingt wird an ihrem Nordende durch das hier nothwendige Anschmiegen an die allgemeine Streichrichtung der Centralalpen — oder hier im Speciellen des Gotthardmassives und der dasselbe begleitenden Bündnerschiefer-Muldenzüge.

Das gleiche steile Herabbiegen bis zum Ueberhängen des Adulamassives über die begrenzenden Muldenzüge der Bündnerschiefer ist auch westlich am Grat von *La Colma* zu sehen. Nur hat hier die Streichrichtung sich schon stark über SW hinaus gegen das meridionale Streichen gedreht.

6. Der Dolomitmarmor an der Fuorcla di Sorreda.

Einzig und unbegreiflich — wie ein Keil unvermittelt in die so schöne einfache Gesetzmässigkeit des Adulamassives hineingeschlagen — erscheint mir der Marmor und Dolomitmarmor zwischen *Plattenberg* und *Passo di Sorreda* (Profil 5). Zuerst ist man am ehesten geneigt, die im Allgemeinen concor-

dante Marmormasse zwischen den Gneissen und Glimmerschiefern als eine concordante Einlagerung entsprechend den Gesteinen am *Weissgrätli* — *Funellahorn* aufzufassen. Allein Bau und Beschaffenheit dieser Einlagerung drängt eher dazu, an eine enggepresste Mulde von Röthidolomitmarmor zu denken — hierzu aber stimmt die Lagerung des umgebenden Gneisses wieder sehr schlecht. Es wird nothwendig sein, dieses sonderbare Gebilde eingehender zu studiren. Mich verfolgte auch hier wieder der Schneesturm und liess mich nicht überall den Grenzen des Marmors nachklettern. Ich behalte mir diese Aufgabe für die Zukunft vor.

Was ich heute schon sagen kann, ist nur Folgendes: Von der *Fuorcla Sorreda*, an welcher grünlicher Glimmerschiefer mit 25° N-Fall ansteht, gegen Norden folgt bis an den 2909 m. hohen Gipfel eine Wand von Normalgneiss. Diesem letzteren liegt der Dolomit und Marmor oben flach auf und zieht sich dann, allmählig viel steiler beidseitig der Wasserscheide nördlich fallend, zur Tiefe. Dieser Zug ist auf der westlichen Seite über der *Scaradraalp* als eine enge Mulde von etwas über 50 m. Breite entwickelt, die sich zuspitzend bis auf das Niveau von 2350 m. hinab reicht. Hier finden wir, fest im schönsten grünglimmerigen Gneisse liegend, sein unteres Ende als eine wundervolle spitze Muldenumbiegung — so scharf gebogen, dass man mit guten Werkzeugen die schönsten Sammlungsstücke der spitzen Umbiegung herausnehmen könnte. Zu äusserst, dem Gneiss anliegend, ist eine dunkelgelbe Dolomitschicht von circa 2 cm. Dicke, dann folgt eine solche von hellgelber Farbe, dann eine blendendweisse, darin ein Muldenkern von grauen Marmorschichten. Ich habe noch kaum je ein schöneres Cabinetstück gesehen, als das untere Ende dieser Mulde! Bis hinauf lässt sich schon aus der Entfernung auch im Grossen der symmetrische Muldenbau des Striches erkennen, indem die Ränder der Mulde aus vorherrschend gelb anwitternden dolomitischen Schichten, die Mitte, der Kern, aus weissem Gesteine gebildet ist.

Während bei allen Dolomit- oder Marmorlagern, die dem Adulagneiss selbst angehören, stets glimmerige Zwischenschichten, Zwischenschichten von Glimmerschiefern und Gneiss in mehrfachem Wechsel vorkommen, ist hier hingegen nichts Derartiges zu finden. Der dolomitische Marmor liegt zusammenhängend in einer Masse ohne Wechsellagerungen, und der umgebende

Gneiss enthält keine anderen etwa begleitenden Marmoreinlagerungen. An der Ostseite der *Fuorcla di Sorreda* verfolgte ich den Dolomitmarmor unter dem *Garenstock* durch bis zu circa 2500 m. Hier ist die ganze Masse nur noch circa 3 m. mächtig. Fall hier 40—50° NW. Die Umknickung oder Muldenspitze war hier nicht zu sehen.

Nun ist aber die Sache noch complicirter dadurch, dass oben an die steil eingeklemmte Mulde sich noch eine ganz flach nach Norden überliegende, an ihrer Nordspitze zweilappige Falte anschliesst. Auch dort sind die äusseren Schichten am Gneissrande gelb, die inneren weiss, der Kern dunkelgrau. So treffen wir denn vom Gipfel 2909 m. nördlich einen Grat aus weissen Felszähnen. Der Gipfel 3015 m. gehört dem weissen oberen Schenkel der liegenden Falte an. Darunter liegt der graue Kern. Mit dem Gedanken, ob dies nicht am Ende gar Bündnerschiefer sei, kletterte ich hinauf, allein der Schneesturm trieb mich zurück. Der nördlichere Gipfel 3041 m. ist wieder Gneiss.

Der sichtliche Mulden- und Faltenbau einerseits, der Mangel an glimmerschiefrigen Zwischenlagern und Schichtwechsel von Gneiss und Carbonatgestein andererseits, stellen die Annahme einer Einfaltung von Röthidolomit, so schwer eine solche hier mit der Lagerung des umgebenden Gneisses in Einklang zu bringen ist, in den Vordergrund. Andererseits findet man eine ächte dolomitische Marmoreinlagerung im Gneisse in fast verticaler Stellung in der fortgesetzten Streichrichtung der vermeintlichen Einfaltung von Röthidolomit an dem Steilabsturz von der oberen vergletscherten Stufe des *Scaradrathales* nach der unteren Stufe hinab gut entblösst. Nur eine eingehende Untersuchung bei sicherer Witterung wird entscheiden können, ob wir es mit einer Einfaltung von Röthigesteinen oder einer normalen Einlagerung von Marmor im Gneisse zu thun haben.

7. Der gestaute Nordrand des Adulamassives.

Am interessantesten ist der Nordrand des Adulamassives. Sein Verlauf ist aus der Karte zu ersehen. Hier ergaben sich bedeutende Unterschiede gegenüber der *Escher-Studer'schen* Karte der Schweiz, im 1:380,000. Die flache Schale, welche das Adulamassiv in seinem Nordtheile bildet und welcher

entsprechend seine Gneisssschichten sich von Westen nach Osten sanft hinüberwölben und zugleich nach Norden senken, wird hier von dem ONO streichenden normalen Faltenzug der Centralalpen, der sich anpresst, geradlinig eingedrückt und in der nördlich ausrundenden Entwicklung gehindert. Hier sehen wir durchweg, dass die flachen Schichten sehr rasch zu einer scharfen Abbiegung nach der Tiefe gezwungen werden (Profile 4, 5, 6 und 7). Diese Abbiegung streicht von WSW nach ONO. Sie ist um so schärfer ausgebildet, und wird völlig einer mechanischen Brandung collidirender Falten mit wilden Zerknitterungen entsprechend, je höher die Adulagesteine noch liegen. Am höchsten liegen sie gerade in der meridianen Mittellinie des Adulamassives, welche die Rückenlinie des Massives ist, das ist am *Frunthorn*. Hier ist die Störung für das Adulamassiv am grössten. Von da beiderseits, gegen *Val Luzzzone* wie gegen *Vals*, steht das Adulagewölbe schon tiefer, also weniger kräftig, die Collision ist geringer, die Abbiegung der Adulaschichten ist weniger ein plötzliches zerknittertes Knie als mehr eine allmählig sich vorbereitende schön geschwungene Biegung zur Tiefe. Immer aber finden wir dem Adulanordrande entlang von *Olivone* quer über *Val Carassina* und *Scaradra* und über *Scherboden* andererseits bis *Vals* ein nördliches Abbiegen der Adulagesteine, welches ungewöhnlich scharf (Krümmungsradien unter 1000 m.) ist und dadurch in grossem Gegensatze steht zu den sonst so auffallend sanften allmählichen Wechselln im Streichen und Fallen der Schichten und den ungeheuren Krümmungsradien von 10 bis 20 und mehr Kilometern, die in den übrigen Theilen des Adulamassives die ganze Structur beherrschen.

Auf der Linie von *Vals* über *Valserberg*, *Hinterrhein*, *Bernardino*, also am Ostrande, sinken hingegen die Gesteine des Adulamassives sanft mit 25 bis 35° unter die jüngeren Gebilde ein, ohne jede Veränderung ihres Streichens.

Mit der Annäherung der Adulagesteine an diese nördliche Randzone von sonst ungewohnter mechanischer Beanspruchung erscheinen die mechanischen Deformationen, die dem Adulamassiv sonst fehlen. An der *Pedonatschalp* und *Frunthalp* ob *Leis*, sowie im *Val Nova* erscheinen schöne wellige Falten, ebenso dichte wellige Stauung der ursprünglichen Schieferungsflächen, Clivageflächen, die Schichtung kreuzend, Linearstreckung in der Clivageebene,

oder zahllose mit kleinen streichenden Fältchen zusammenhängende Faltenverwerfungen. Dadurch entsteht eine völlige Verwirrung in der Lage der Quarzfeldspathaugen oder der Glimmerblättchen. Am *Dachberg* und *Frunthorn* wird durch diese Vorgänge eine sehr schöne streichende stengelige Absonderung erzeugt, der Art, dass man oft auf den ersten Blick eher einen mächtigen Haufen von Holzstäben als einen Gneissfels vor sich zu sehen meint. An diesen Stellen ist es besonders die Kreuzung der ursprünglichen Schieferung mit den zahllosen kleinen Faltenverwerfungen, welche die stabförmige Zertheilung des Adulagneisses zu Stande bringt. Die schrittweise Ausbildung aller dieser Deformationsstructuren bis zur wirren Zerknitterung, wo der Glimmer zerquetscht und der Habitus des Gesteines ganz verändert ist, lässt sich des Schönsten hier verfolgen. Die mikroskopische Untersuchung durch Herrn *Bodmer-Beder* von Zürich, der bei Gelegenheit einer von mir geleiteten gemeinsamen Excursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in dieses Gebiet im Sommer 1890 sich Stücke mitnahm, ergab, dass in den Gneissen am Nordrande des Adulamassives zwischen *Frunthorn* und *Schwarzhorn* Pressungserscheinungen wie „undulatorische Auslöschung“ in den Quarzen überall massenhaft auftreten, während der Quarz des gleichen Gneisses bei *Zervreila*, wo er völlig ungestört liegt, keine Spur solcher Erscheinungen zeigt. Ferner sind im Gneisse am *Frunthorn* die Feldspäthe innerlich meistens zu einer Breccie zerquetscht mit lauter zerdrückten Winkeln, an denen sich nichts mehr messen lässt. Die Feldspäthe stehen mit der Hauptaxe in den Feldspathaugen nicht selten quer zur Augenlinse, statt wie gewöhnlich in der Linsenmittelebene. Selbst im Innern der halb zerdrückten Granaten der gestauten Granat-Muscovitschiefer zeigen sich unter dem Mikroskop Fältelungen. Wenig weiter südlich im Gneiss bei *Zervreila* hingegen ist Alles normal.

Hier oben zwischen *Frunthorn* und *Schwarzhorn* finden sich, ähnlich wie gegenüber ob *Guraletsch*, zahlreiche Marmor- und Dolomitmarmorbänke von $\frac{1}{2}$ m. bis zu mehreren Metern Mächtigkeit im Gneisse eingelagert. Auch an diesen sind die mechanischen Deformationen in ausgezeichneter Weise zu beobachten. Man kann hier die schönsten Handstücke mit bruchlosen Falten des Marmors gewinnen. Unsere Sammlungen im Polytechnikum enthalten eine Anzahl solcher von mir schon vor 10 Jahren gesammelter Stücke.

Hier ist der Ort, einen Fehler in unseren Profilen und in der Karte, Bl. XIV zu berichtigen. Die Marmorbänke, wohl 5 bis 7 an der Zahl, die hier im obersten Theile des Gneisses liegen, sind in Karte und Profilen nicht eingetragen. Was in der Karte von oberhalb *Leis* bis an die Lücke 2989 m. als Röthidolomit eingetragen ist, ist ein Marmorlager des Gneisses. Der in der Karte 3 mm. breite, in Wirklichkeit also 300 m. breite Streifen nördlich davon ist noch nicht Bündnerschiefer, sondern Gneiss. Der zweite nördlichere unterbrochene, in der Karte eingetragene Streifen Röthidolomit ist der wirkliche Röthidolomit, der den Gneiss von den Bündnerschiefern trennt. Oestlich bei *Leis-Vals* und westlich oben im *Val Luzzone* ist hingegen die Karte wieder richtig. Richtig ist auch, dass das *Schwarzhorn* Bündnerschiefer ist. Die Stelle blos, wo die Gesteinsgrenze zwischen Gneiss und Bündnerschiefer den Grat zwischen *Frunthorn* und *Schwarzhorn* schneidet, liegt etwa 300 m. nördlicher, d. h. näher dem *Schwarzhorn*, als sie auf der Karte angegeben ist. Der Fehler kam dadurch zu Stande, dass bei meiner ersten Begehung hier Sturm, Nebel und ein furchtbar drohendes Gewitter mich in der Orientirung und in der Sorgfalt der Beobachtung hinderten.

Kaum eine andere Stelle als diese Zone am Nordrande des Adulamassives würde sich so vortrefflich eignen zu einer Specialstudie über die Entstehung und die gegenseitigen Beziehungen der Deformationsstructuren.

Während wir in Centralmassiven wie Gotthard- oder Finsteraarmassiv nur deformirte Gesteine finden und vergeblich nach den mechanisch unveränderten suchen, die wir mit den veränderten vergleichen wollten, sind hier im Adulamassiv die unveränderten Gesteine die Regel und ihre Uebergänge in die deformirten genau zu verfolgen. Falten und Fältchen wie in den Sedimentketten suchen wir meistens vergeblich im Gebiete von Massiven wie Finsteraar und Gotthard, wohl weil die Deformation, vor Allem das Clivage, alles Derartige verdeckt und verwischt. Hier aber bei geringerer mechanischer Gesteinsumformung am Rande des Adulamassives treffen wir diese Formen herrlich zu erkennen. Es mag wohl sein, dass ein bedeutender Theil der Differenzen in den Gesteinen verschiedener Centralmassive auf die mechanische Deformation und ihre Folgen zurückzuführen sind. Ich verschob

die eingehenderen Deformationsstudien am Adulamassiv auf unbestimmte Zukunft, denn die damals dringliche Vollendung der Karte, Bl. XIV, vertrug sich mit solchen Specialuntersuchungen leider nicht.

8. Die Thäler im Adulamassiv.

Wenn wir den Verlauf der Thäler und Gräte im Adulamassiv und seinen Umgebungen mit der Lage und Beschaffenheit der Gesteine vergleichen, dann werden wir bald gewahr, dass kein gesetzmässiger Zusammenhang vorhanden ist. Wir finden da z. B.:

a) Längsthäler sind:

1. Isoklinale Muldenthäler:

Bleniothal von *Olivone* bis *Dongio*,

Misoxerthal von *Bernardinpass* bis *Mesocco*.

2. Isoklinalthäler zwischen Synklinalen und Antiklinalen gelegen:

Zum Theil *Rheinwaldthal* von *Nufenen* bis *Splügen*,

zum Theil *Val Luzzzone*,

zum Theil *Greina Passhöhe*,

zum Theil oberes *Val Lugnetz* von *Buzatsch* bis *Peiden*,

Peilerbachthal,

oberer meridianer Theil von *Val Malvaglia*,

Val Calanca,

Valserrheinthal von *Lampertsch* bis *Zervreila*.

3. Antiklinalthal:

Zum Theil *Valserrhein* von *Zervreila* bis *Vals*.

b) Fast alle Thäler, welche vom *Piz Valrhein* nach irgend einer Richtung ausstrahlen, sind Querthäler, indem nach allen Richtungen radial die Schichten abfallen.

Halb oder ganz Querthäler sind:

Zapportthal,

Kanalthal,

Lentathal,

Scaradrathal,

Val Camadra,

Nördliche Seitenthäler des *Val Luzzone,*

Val Lugnetz von *Scherboden* bis *Vrin,*

Petersthal (Valserthal) von *Vals* bis *Oberkastels.*

c) Kämme:

Ein antiklinaler Längskamm ist der Grat westlich von *Val Calanca.*

Ein synklinaler Längskamm der *Piz Aul.*

Ausgezeichnete Querkämme sind die Kämme welche vom *Piz Valrhein* über den *Terri meridional* verlaufen.

Auf die ausgeprägte Gestalt und die grosse orographische Bedeutung dieses meridionalen Kammes, der eigentlich vom *Pizzo di Molinera* unweit *Bellinzona* bis an den *Piz Nadels* als der auffallendste Querkamm der Alpen circa 56 Kilometer lang von S nach N sich erstreckt, haben *Escher* und *Studer* (Denkschr. 1839, S. 14) ausdrücklich hingewiesen. Derselbe fällt im südlichen Theil mit der lokalen Streichrichtung der Gneisse zusammen, da ist er isoklinaler Longitudinalkamm. Vom *Piz Valrhein* an nördlich hingegen ist er ächter Querkamm nicht nur in Beziehung auf den gesamten Alpenkörper, sondern auch im Verhältniss zur lokalen Streichrichtung.

Zahlreiche der Thalwege gehören in einzelnen Stücken dem Gneissmassiv, in anderen dem Bündnerschiefer an. Der Gesteinswechsel hat hier keinen wesentlichen Einfluss auf die Ausbildung der Thäler. Die Gräte des Adulagebirges nehmen alle möglichen Richtungen zum Streichen an. Keines der Thäler, keiner der Gräte ist direct durch eine bestimmte tektonische Linie bedingt. Alle Thäler sind Erosionsthäler und die Gräte die belassenen Gebirgsreste. Auf die Thalbildung werden wir vielleicht später noch eintreten. Hier hatte ich nur diese Regellosigkeit zu constatiren, weil man gerade hier einen besondern Zusammenhang vermuthen wollte.

9. Diener über das Adulamassiv.

Der vorliegende Abschnitt über das Adulamassiv war Ende 1889 fertig geschrieben, als im Frühling 1891 *Diener's* „Westalpen“ erschienen. Ich lasse meine damalige Darstellung unverändert. Dagegen ist es wohl eine

Pflicht von mir, jenes in gewissen Beziehungen bedeutende Werk nicht zu verschweigen.

Mir scheint, die Natur hat nicht die Absicht gehabt, Westalpen und Ostalpen als zwei getrennte Dinge zu schaffen, *Diener* aber will eine Grenzlinie dazwischen haben, die tektonisch und zugleich stratigraphisch sein soll. Das „Adulasystem“ nun gehöre den Ostalpen und zwar einem Faltenbogen an, der vom Adulagebirge in die gebogenen Rhätikonketten streiche und nur durch das Senkungsfeld des Prättigau unterbrochen sei.

Allein so verhält es sich denn doch nicht. Im ganzen Bündnerschiefergebiete vom *Rheinwaldthal* bis an den *Vorderrhein* und von der *Greina* und *Vals* bis nach *Oberhalbstein* streichen die Falten alle normal WSW—ONO. Sie sind die Fortsetzung der Westalpen sowohl nach Bau und Faltenstreichen wie nach Gestein. Wir stehen da noch ganz in der „Zone des Briançonnais“, und gar nicht in einer Region des „Adulasystem“. Der Bündnerschiefer- oder nach *Diener* Kalkphyllit-Zug geht sogar dem quer streichenden Adulamassiv, ohne viel auszuweichen, nördlich dicht an der Nase vorbei und drückt dieselbe ein, aber ohne Bruch! Da stossen verschieden streichende Falten unvermittelt aufeinander und die Adulafalte muss abbiegen und untertauchen, ebenso das Tambomassiv. Was *Diener* als zum Adulasystem gehörende „nördliche Kalkzone der Ostalpen“ in seiner Karte bezeichnet hat, das ist die hier durch Senkung sich verbreiternde Bündnerschiefer-„Zone des Briançonnais“, die keineswegs, wie er meint, gleich nahe *Ilanz* auskeilt, sondern vielmehr breiter und voller als westlich weiter gegen ONO streicht und das Adulasystem tektonisch besiegt und gänzlich von den Rhätikonfalten trennt. Wenn man überhaupt Ostalpen und Westalpen trennen will, so macht die Grenzlinie hier eine tiefe östliche Einbuchtung, indem die Westalpen hier keilförmig in die Ostalpen eingreifen. Die Confusion in *Diener's* Karte wird dadurch noch vermehrt, dass er zwischen den richtig eingetragenen S—N streichenden Mulden von *S. Bernardino* und *Splügen* nun Ketten hervorgehen lässt, die den vermeintlichen einheitlichen Faltenbogen Adula-Rhätikon nachzeichnen und das Silvrettamassiv in eine noch südlichere Zone verweisen. Diese „Ketten“ aber sind Bastarde von Erosionsrelicten nach Art der Querkämme und von Falten-

zügen und zum Theil mehr das erstere als das letztere, sie dürfen also im Zonenbilde gar nicht in diesem Sinne verwerthet werden! Von Einzelheiten sehen wir ab. Was ich aber hier nicht übergehen darf, ist die Abgrenzung des Adulamassives vom Massiv der Tessineralpen. *Diener* legt hier wieder seine Grenze zwischen Westalpen und Ostalpen und setzt deshalb in die Fortsetzung der Ober-*Bleniothalmulde* durch das *Tessinthal* hinab eine gewaltige tektonische Störung ein, die nicht nur Adulamassiv und Tessinermassiv, sondern hier Ostalpen und Westalpen tief und gründlich trennen soll. Aber in der Natur ist diese Trennung nicht zu sehen, sie ist eine Erfindung, keine Beobachtung. Im Tessinthale von *Biasca* bis *Bellinzona* finden wir beidseitig die gleichen Gesteine in gleicher Lagerung, nur unterbrochen durch das grosse Erosionsthal.

Seite 163, Absatz 2 von oben fasst *Diener* eine „ausgeprägte Discordanz zwischen den mesozoischen und paläozoischen Sedimenten in der Gruppe der *Splügener Kalkberge*“ als „Beweis für die Zugehörigkeit des Adulasytems zu den Ostalpen“ auf. Wie soll das verstanden werden? Die *Splügener Kalkberge* sind doch kein Glied des Adulasytems; jene dort vermeintlich paläozoischen Sedimente sind mesozoische Bündnerschiefer, und im wirklichen Adulamassiv und seiner Umgrenzung ist die ausnahmsloseste Concordanz aller vorhandenen Schichtencomplexe, die man sich denken kann, zu sehen!

Wenn man das Adulamassiv lieber zu den Ostalpen als zu den Westalpen zählt, so mag man das thun. Mir scheint jeder Streit darüber werthlos. Die Natur schachtelt die Dinge nicht so einseitig in verschiedene Fächer verbindungslos getrennt ein, wie es der schematisirende Menscheng Geist wohl wünschen möchte. Und wenn wirklich die Ostalpen mit einem den Westalpen homologen Bogen hier einsetzen und die Westalpen gewissermassen schief abstutzen, so greifen die beiden Faltensysteme an der Grenze mit Wendungen und Uebergängen ineinander ein; die westalpine Faltung greift im Bündnerschiefergebiete, das Adulamassiv abstutzend, noch bis dicht an's Silvrettamassiv östlich vor, indem auch im *Prättigau* das westalpine Streichen herrscht, während im *Calanda*, *Fläscherberg* und der *Gonzen-Alvier-Churfürstenskette* auch die Westalpenketten von der in denselben hier üblichen Streichrichtung

ebenso bedeutend abweichen, wie die Ostalpenketten z. B. im *Rhätikon* oder *Adulamassiv*.

Begriffe wie die *Diener*'schen Zonen und seine Grenze zwischen Ostalpen und Westalpen sind nach der Natur der Sache unscharf begrenzt. Mir widerstrebt es aber, lange Discussion über die scharfe Anwendung dieser Begriffe in der Natur zu pflegen, welche scharfe Anwendung doch im Widerspruch mit der Verschwommenheit des Begriffes selbst steht.

Das *Adulasystem* reicht also nördlich und nordöstlich lange nicht so weit und es ist westlich vom *Tessinermassiv* nicht so abgetrennt wie *Diener* annimmt.

Zehnter Abschnitt.

Das Thalgebiet von Schams.

„Lieber zweifeln als irren.“

Von Süden reicht in das *Schams* hinein, allseitig deutlich abgegrenzt, ein Lappen eines Centralmassives. Es ist ein Nordausläufer der grossen Tessinermassivgruppe, welcher zwischen der Mulde des *Splügenpasses-Madesimo* und dem *Averserthal* liegt, und welchem die Gebirge zwischen *Lirothal* und *Avers* angehören. Die ächten Gneisse und Glimmerschiefer mit ihren Eklogiteinlagerungen sind südlich unserer Blattgrenze am *Piz d'Emet* etc. zurückgeblieben, und in unser Blatt hinein reicht nur noch jener Massivanhang ganz besonderer Art, der in den *Surettahörnern* culminirt, und in welchen die *Rofnaschlucht* eingeschnitten ist. Da treffen wir auf keine deutlichen krystallinischen Schiefer, die zonenförmig auftreten, auf keinen Gewölbebau wie beim Adulamassiv. Das dunkelgrüne Gestein mit verworrener, bald deutlicher, bald fehlender Schieferung, das in einem Gusse diesen Massivlappen bildet, ist der „Rofnagneiss“.

Die Bündnerschiefer, die dem Rofnagneisse von Norden gegen Süden sich nähern, werden mit dieser Annäherung stets reicher an dem übrigen Gebiete unserer Karte fremden Einlagerungen. Es stellen sich ein Zellendolomite, Gyps, besonders aber sonderbare polygene Conglomerate und endlich in grossen Massen Kalksteine, Marmor, Dolomitmarmor. Diese Kalkmassen bilden östlich des *Schams* die *Splügener Kalkberge*, westlich den *Piz la Tschera* oder *Piz Cera* und *Gurschus*. Dort sind sie vom Rofnagneiss durch Bündnerschiefer, dem sie aufliegen, getrennt, hier sitzen sie erst

dem Rofnagneiss direct auf, und der Bündnerschiefer folgt höher oben, in der nördlichen Verlängerung aber auch in der Basis. Kommt man von NW, so glaubt man in den *Splügenerkalkbergen* Jura zu treffen. Kommt man von Osten, so sieht man im *Piz la Tschera* und *Gurschus* die westlichen Ausläufer der ostalpinen Trias. Aber die beiden Kalkberggruppen haben so viele gemeinsame Eigenthümlichkeiten, dass sie sicherlich nichts wesentlich Verschiedenes sein können. Zu einem wirklichen Verständniss bin ich nicht gelangt. Die wahrscheinlichste Deutung scheint mir darin zu liegen, dass beiderseits die Kalkmassen nur Facieswechsel innerhalb des Bündnerschiefers sind, der selbst von der Trias bis in den Malm hinein anhalten kann.

In den Denkschr. der schweiz. naturf. Ges. 1839 treffen wir auf die „Geologie von Mittel-Bünden“ von *A. Escher* und *B. Studer*. In dieser in Text wie graphischer Darstellung wahrhaft klassischen Arbeit ist auch eine Beschreibung der Ostseite des *Schams* enthalten. In allen Theilen ist dieselbe zu bestätigen. Man vergleiche die Karte und die Skizze des Ostabhanges des *Schamserthales*, wie sie dort gegeben sind, mit meinen Darstellungen, und es wird sich sofort und gerade in den unverständlichsten Punkten die exacte Uebereinstimmung ergeben. Dieselbe ist für die Feststellung der Thatsachen um so bedeutungsvoller, als ich mit meinem defecten Gedächtniss diese alte Publication gänzlich aus den Augen verloren hatte und erst jetzt wieder auf dieselbe stiess, nachdem meine Karte und meine Profile längst gedruckt waren. Seite 112 brechen die Verfasser vor einem halben Jahrhundert in ihrem gerechten Erstaunen über die abnormen Dinge in den Ausruf aus:

„Wie räthselhaft! wie entgegen allen herrschenden Systemen, die mehr „auf die Grundlage einer noch in der Kindheit stehenden Chemie, als auf „die Chemie der Beobachtung im Grossen gebaut sind! Gneiss, Marmor, „Conglomerat und Rauchwacke in so enger Verbindung, dass die vier Steinarten nur Eine Masse bilden; ein mehrere tausend Fuss hohes Profil der „verschiedenartigsten Bildungen und alle in einander übergehend; in der „Tiefe verticale, in der Höhe horizontale Lagerung, ohne dass man sagen „dürfte, es seien die oberen Massen den tieferen aufgesetzt, oder es seien „diese in jene umbogen.“

Im weiteren Verlauf findet sich der Versuch zur Behauptung, es finde sich doch Aehnliches auch in den westlicheren Alpen z. B. in den Kalkkeilen und Gneisskeilen des *Berner Oberlandes* und im *Niesen-Conglomerat*. Nur sei der Gneisskeil, der hier von *Surette* aus in die Alpen von *Neza* und *Taspin* reiche, viel bedeutender (Seite 117). Dann wird von „metamorphischem Aufquellen“, das auch in den äusseren Formen sichtbar sei, etc. gesprochen. Vorzüglich sind die Beobachtungen, vortrefflich das Eingeständniss, dass es sich da um sehr fremdartige, vorläufig unerklärliche Dinge handle, — ganz irrig aber sind diese von *Studer* stammenden Versuche der Erklärung.

Meine Untersuchungen im Gebiete von *Schams* haben mir den Eindruck hinterlassen, dass ein wesentlicher Schritt zur Erklärung sich auf dem Gebiete des Blattes XIV nicht thun lasse, sondern dass man von da aus östlich vergleichend vordringen müsse. Das war mir nicht möglich. Ich blieb trotz mannigfacher Vermehrung der Beobachtungen ungefähr da stehen, wo die Darstellung *Escher's* und *Studer's* im Jahr 1839. Ich kann nur die That-sachen geben, ohne sie zu verstehen. Zur Erklärung sind uns heute einige Gesichtspunkte mehr geboten als damals, allein ihre Anwendung auf das Gebiet von *Schams* ist noch nicht spruchreif. Ich setze desshalb diesem Abschnitt das Motto vor, das den grössten Beobachter auf dem Felde der Alpengeologie, *Arnold Escher v. d. Linth*, stets geleitet und das er so oft ausgerufen hat: „Lieber zweifeln als irren.“

Wir wollen besprechen:

- A. Das Massiv des Rofnagneisses,
- B. Die Ostseite des Schams,
- C. Die Westseite des Schams,
- D. Vergleich beider Thalseiten, Resultate,
- E. Das Massiv der Burgruine bei Splügen.

Die Karte wie die Profile 9 und 13 geben die beobachteten That-sachen, ohne irgend eine Theorie oder ein Verständniss derselben zu enthalten.

A. Der Rofnagneiss (Rofnaporphyr).

An den Gneiss im Gneissmassiv des *Piz d'Emet* schliesst sich nördlich als nächst jüngeres Gebilde mit Culmination in den *Surettahörnern* der „*Gn R*“ oder „Rofnagneiss“ der Kartenblätter XIV und XIX an. Uebergänge habe ich nicht gesehen. An den wenigen Punkten, wo ich die Südgrenze des Rofnagneisses gesehen habe, stösst er unvermittelt an dem Glimmerschiefer ab. Vom *Splügenpass* bis in *Alp Moos* am *Piz Starlera* nimmt er 12 km. Breite in O—W gemessen ein, und von dem nördlichsten Punkte, wo ihn *Rolle* im Hintergrunde des *Madesimothales* angibt, bis an sein nördlichstes Ende bei *Pignieu* (bei *Andeer*) erstreckt er sich in S—N gemessen auf circa 16 km. Der Rofnagneissstock ist von seinem Nordende längs seiner Westseite scharf begrenzt. Erst wird er da von einer Schichtgruppe von Röthidolomit und Zellendolomit eingefasst, ausserhalb welcher ächte Bündnerschiefer folgen. Der Kopf der *Alp Durnaun* ist Rofnagneiss.

Die westliche Randfläche des Rofnagneissmassives ist südlich des *Rheines* am *Splügenpass* überliegend, sie fällt gegen SO ab und Rauchwacke ersetzende Arkosen und Bündnerschiefer fallen unter den Rofnagneiss ein. Das Gleiche findet noch oberhalb *Sufers* bei *Perfils* statt. Dann aber macht sich das Sinken des Massives bald dadurch geltend, dass gegen den *Lai da Vons* die Grenzfläche vertical wird und etwa 1 km. weiter nördlich schon nach aussen dachförmig abfällt, so dass SO vom *Piz Vizan* die Rauchwacken und Bündnerschiefer mit 80° NW-Fall vom Rofnamassiv abfallen.

Der Rhein kümmert sich gar nicht um die Grenze unseres zähen Gesteines, sondern verlässt den weichen Bündnerschiefer und tritt unter *Sufers* mit der *Rofnaschlucht* in dasselbe ein, trennt den Kopf der *Alp Durnaun* von dem *Surettagebirge* ab und wendet sich dann nördlich wieder aus dem Rofnagneiss heraus. Südlich von *Splügen* über den *Splügenpass* bleibt der Rofnagneiss westlich umrandet von Röthidolomit und Marmor mit Bündnerschieferbänken, welche Gesteine östlich unter den Rofnagneiss einfallen, wie es bei diesen meridianen Muldenzonen, welche den Nordrand der tessinischen Centralmassive einkerben, die Regel ist.

Anders sieht die östliche Umrandung des Rofnagneissstockes aus.

Oestlich von *Pignieu* grenzen bei verticaler Stellung und O—W-Streichen Bündnerschiefer und Rofnagneiss ohne zwischenliegenden Röthidolomit direct an einander. Weiter südlich unter dem *Piz la Tschera* in der *Alp Albin* wird der Rofnagneiss von den marmorischen Kalk- und Dolomitbildungen direct überlagert. Dann stossen wir auf einige Einkerbungen im Ostrande des Rofnagneisses, welche gebildet sind durch steil NW einfallende Pakete von Kalksteinen (Zellendolomit, Dolomitmarmor, Kalkmarmor, dichter Dolomit etc.).

Der eine dieser eng gequetschten, in den Rofnagneiss eingreifenden Muldenzüge erscheint noch bei *Cresta-Ausser-Ferrera* in der SO-Ecke unseres Blattes mit circa 300 m. Mächtigkeit. Derselbe durchsetzt die Bergmasse zwischen *Averserthal* und *Surettathal*, erscheint im Hintergrunde des *Surettathales* und streicht westlich bis südlich der *Seehörner* hinauf.

Der zweite, ähnlich gebaute Kalk-Muldenkeil erstreckt sich nach *Rolle* über *Canicul* und unter *St. Martin*, der dritte unter *Bleis* in der Tiefe der Schlucht von den Kalkmassen der Ostseite in den Rofnagneiss westlich allmählig auskeilend hinein. Diese beiden letzteren sind viel kleiner, als die Kalkmulde von *Ausser-Ferrera*.

Der Rofnagneiss erinnert äusserlich an manche grüne Abänderungen des Verrucano, wie wir sie etwa bei *Tamins* oder hinter *Ilanz* unter *Obersaxen* finden. Er ist oft schiefrig, anscheinend klastisch. Flaserig werden seine rundlichen Quarzkörner und Feldspathkörner von chloritischen, sericitischen und anderen glimmerigen Mineralien umwoben. Er ist meistens von Gesteinen der Röthigruppe (Zellendolomit etc.) umlagert. Diese Verhältnisse haben *Rolle* dazu veranlasst, den Rofnagneiss als Aequivalent des Verrucano anzusehen. Ich habe in der Farbenerklärung unserer Karte schon 1883 dieser Auffassung nur in Klammern und mit einem Fragezeichen Erwähnung gethan, weil ich im Rofnagebiete keine ordentliche Gesetzmässigkeit der Schieferung erkennen konnte und viele Partien fand, wo das Gestein einen völlig massigen Eindruck macht. Die Bezeichnung von *Escher* und *Studer* von 1839 „Chloritgneiss und Gneissporphyr“, namentlich das letztere Wort, ist offenbar viel zutreffender. Die mikroskopische Prüfung des Rofnagneisses durch *C. Schmidt* und ebenso eine Untersuchung durch Herrn *Bodmer-Beder* in *Zürich* haben bewiesen, dass der Rofnagneiss in der That ein Porphy-

ist, dessen sehr ungleichmässig deutliche schiefrige Textur nur Fluidalstructur oder Quetschschieferung ist. Ich verweise auf den Anhang und gebe hier den Befundbericht, den ich Herrn *Ar. Bodmer-Beder* verdanke. Derselbe schreibt mir:

„Das Handstück, aus dem die Präparate gemacht sind, ist der gewöhnliche Rofnagneiss *Gn R* der Karte. Das Gestein ist ziemlich gleichmässig feinkörnig, weisse Körner mit grüner Zwischenmasse, uneben schiefrige Structur, compacte Masse, solid, und lässt sich gut schleifen.

„Unter dem Mikroskop zeigte sich Folgendes:

„Structur: Holokrystallinisch porphyrisch (nach *Rosenbusch's* Benennung).

„Die Grundmasse besteht zum grössten Theil aus feinkörnigem Quarz, Körnerdurchmesser von 0,01 mm. an, durchschnittlich 0,06 mm., durchzogen von feinen Muscovitglimmerblättchen und Chloritschuppen, welche sich namentlich um die Feldspatheinsprenglinge herum anhäufen. Ferner finden sich kleine Plagioklase, die Auslöschungsschiefe auf der Zwillingssebene beträgt beinahe 5° , sie könnten daher Oligoklase sein. Vereinzelt kommen vor Pyrite, Granat (Almandin), Häufchen von Magnetit(?), Zirkon, Calcit, letzterer stellenweise in ziemlicher Menge.

„Merkwürdig sind die namentlich zwischen dem Muscovit liegenden grün-gelben Anhäufungen und einzelne Körner mit rauher Oberfläche und starkem Relief, scheinbar regulär krystallisirend, ähnlich einem Pleonastvorkommen in dem von *Michel Levy* und *Fouqué* beschriebenen und abgebildeten Biotit-Andesit von *Tourci*. Erwähnenswerth für den Aufbau der Grundmasse ist noch das compacte knotige Ineinandergreifen der Quarz- und Feldspathkörner; ferner finden sich selten Quarzkörner mit undulöser Auslöschung und sind die Feldspathkörner ohne jede Spur von Zersetzung.

„Die Einsprenglinge in dem von mir untersuchten Handstück bestehen zum grössten Theil aus Feldspäthen, zum kleineren Theil aus Quarz. Erstere sind Orthoklas mikropertitisch mit Albitlamellen, die gekrümmt sind, verwachsen; die einzelnen Orthoklase sind zertrümmert und lassen eine krystallographische Begrenzung nicht mehr erkennen. Sie sind mit einem Hof von Muscovitglimmern umgeben, die deutlich die Umwandlung von Orthoklas in Muscovit erkennen lassen. Das Innere des Ortho-

klas ist dicht voll von äusserst feinen Apatitnadelchen (0,00009 mm. Durchmesser, 0,00039 mm. Länge) und Glimmerblättchen. Einzelne Orthoklase zeigen von innen heraus beginnende Zersetzung und lassen in diesem Fall den krystallographischen Aufbau deutlicher erkennen, während bei andern einzelne Theile der Randpartien noch völlig unversehrt sich befinden.

„Die Quarzeinsprenglinge sind noch mehr zertrümmert als die Feldspäthe, und weisen die einzelnen Trümmerstücke undulöse Auslöschung in bedeutendem Grade auf; ein solcher Quarz zeigt noch letztere, zugleich aber bereits die Zerquetschung in viele kleine Körner —; die wenigen Quarzeinsprenglinge, die sich in meinen Schliffen finden, sind arm an Einschlüssen, ich fand nur spärliche Erze (Magnetit oder Pyrit). Die reihenweise angeordneten Flüssigkeitseinschlüsse, die in den Gneissquarzen stark vertreten sind, scheinen hier ganz zu fehlen.

„Nach Structur und Einsprenglingen wäre das untersuchte Gestein als ein Orthoklas-Muscovit-Porphyr zu bestimmen. Ich glaube, das Gestein war ursprünglich ein Quarzporphyr, wie solche auf der Südseite der Alpen z. B. bei *Bissone-Lugano* vorkommen. Die Grundmasse der letzteren hätte sich bei der Quetschung umkrystallisirt, daher die noch frischen Quarze und Feldspäthe der Grundmasse des Rofnagesteins, zugleich hätte sich der Biotitglimmer des Quarzporphyres umgewandelt in Muscovit mit Ausscheidung von Eisen zu Pyrit und Magnetit. Calcit wäre aus der Zersetzung von Plagioklas secundär entstanden. Auf secundäre Entstehung deuten auch die Zirkone, Granate und Apatite. Ist meine Auffassung richtig, so hat man es in dem Rofnagneiss mit einem metamorphen Quarzglimmerporphyr zu thun.“

Es steht nun frei, ob wir das Gestein Rofnaporphyr oder Rofnagneiss nennen wollen. Benutzen wir den letzteren Namen, so ist damit zum Ausdruck gebracht, dass ein Gneiss durch Quetschung aus einem Porphyr entstehen kann. Wollen wir den Namen Gneiss aber in genetischem statt bloß petrographischem Sinne gebrauchen, dann müssten wir unser Rofnagestein Rofnaporphyr nennen. Es handelt sich hier bloß um eine Convention. Der Ausdruck Gneiss-Porphyr dürfte der passendste sein, indem er im

Hauptworte die wirkliche Natur, im vorangesetzten Nebenworte die jetzige Beschaffenheit andeutet. Ebenso könnte für solche Gesteine die alte Bezeichnung Porphyroid angewendet werden.

Von Gangbildungen des Rofnaporphyrtes ist nichts zu entdecken — auch in dem mir selbst nicht näher bekannten südlich angrenzenden Gneiss und Glimmerschiefer fand *C. Schmidt* keine Gänge. Der Rofnaporphyr liegt dort den Gneissen auf wie ein Ueberguss. Nirgends setzt der Rofnaporphyr durch den umhüllenden Zellendolomit oder in den Bündnerschiefer oder die Kalke des *Schamsergebietes* hinein. Diese letzteren zeigen zwar viele Spuren nachträglicher Umwandlungen, allein alle diese Umwandlungen sind nicht an den Contact mit dem Rofnaporphyr gebunden. Der Kalkstein im Bündnerschiefer der *Stürviseralp*, 6 km. vom Rofnaporphyr entfernt, ist wenigstens so vollendet marmorisirt, wie derjenige am *Piz la Tschera* in bloß wenigen 100 m. vom Contact etc. Die ganze Umgrenzung des Rofnaporphyrtes gegen die umgebenden Sedimente hat, so weit ich dieselbe verfolgen konnte, nirgends im Geringsten die Merkmale eines Eruptivcontactes. Die Ablagerung der umgebenden Sedimente scheint also jünger zu sein als die Erstarrung des Porphyres. Die polygenen Conglomerate, die wir nachher zu besprechen haben, sind zwar ein Räthsel; allein der Deutungsversuch von *Studer*, sie seien weit hinaus in den Kalk und die Bündnerschieferformation ragende Ausläuferkeile des Rofnagneisses, ist durch die Lagerungsverhältnisse und die Gesteinsbeschaffenheit nicht unterstützt. Die polygenen Conglomerate treten schichtförmig concordant eingelagert und durch andere Schichten vom Rofnagestein getrennt auf; sie sind überdies stets petrographisch stark verschieden von dem letzteren. Sie können einen indirecten Zusammenhang mit dem Rofnaporphyr haben, indem sie dessen regenerirten Detritus enthalten, aber sie können meines Erachtens nicht als Injectionsgänge des Rofnaporphyrtes gelten. Viel eher noch könnte man der Annahme beipflichten, dass im Gebiete der *Alp Ciss* und *Taspin* ein anderer, etwas jüngerer Eruptionspunkt war, der seine submarinen Tuffe und Abwitterungsproducte den Sedimenten zur Bildung jener polygenen Conglomerate geliefert habe.

Auch die Art und Weise, wie der Marmorstreifen vor *Ausser-Ferrera* in den Rofnaporphyr eingeklemmt ist, beiderseits begleitet von etwas dünn-

schiefrig glimmerigem Quarzit, kann tektonisch nicht als eruptiver Contact, sondern nur als spätere mechanische Einklemmung oder Einfaltung gedeutet werden.

Die unregelmässige, gelegentlich deutliche, dann wieder verschwindende Parallelstructur im Rofnaporphyr hat für die Aufklärung der Gebirgsstructur nur sehr wenig Werth. Die häufige Concordanz derselben im Randgebiete mit den Sedimenten und deren Schieferung lehrt uns so wenig als die gelegentliche discordante Steilstellung unter der Sedimentdecke. Sie ist unvollkommen, und sie ist grösstentheils nachträglich entstanden. Der ganze Rofnaporphyr erscheint als ein Guss, ein alter Porphyrostock, dem hier halb zufällig die Rolle eines Centralmassivtheiles geworden ist, und der jünger als die Adulagneisse und älter als der Röthidolomit ist.

Zäh und fest, wie das Gestein ist, hat es auch der Landschaft ihren Charakter aufgeprägt. Steile, einförmige und doch stabile Gehänge, kleine seichte Seebecken und Gletscherschliffbuckel auf den Höhen, schauerliche Erosionkesselschluchten in der Tiefe, Alles im gleichen Dunkelgraugrün gemalt, das ist das Bild des Rofnagebietes. Es sticht landschaftlich vortheilhaft von der Schöllenen oder ähnlichen Stellen durch die gute Bewaldung auch der steilen Gehänge ab.

Der Rofnaporphyr enthält auch Erze. Seitdem der *Surettagletscher* sich so weit zurückgezogen hat, soll an dessen Ende das Mundloch eines 200 bis 300 m. langen Stollens zum Vorschein gekommen sein, aus welchem einstmals Antimon und Silbererze ausgebeutet worden seien. Eine alte Gallerie „aus der Römerzeit“ finde sich fast oben am Gipfel der *Surettahörner*. Auch die Eisenerz-(Hämatit)-Lagerstätten von *Ferrera* gehören nach *Rolle's* Karte dem Rofnaporphyr an. Malachit ist im Rofnaporphyre nicht selten.

B. Die Ostseite des Schams.

Steigen wir an der Ostseite des Schamserthales herum, so begegnet uns ein wahrhaft verwirrender Wechsel der Gesteine, wir treffen die heterogensten Dinge dicht beisammen, und Alles in undeutbaren Lagerungsverhältnissen.

Ich bin in Verlegenheit, ein einigermaßen deutliches Bild zu geben. Der Massstab der Karte genügt nicht. Profil Nr. 13 zeigt die Verhältnisse deutlicher.

Ueber der *Alp Albin* am *Piz la Tschera* und von da ein Stück weit nördlich liegt dem Rofnagestein ein mehrere hundert Meter mächtiger, verworren geschichteter Complex von vorherrschend kalkigen Gesteinen auf. Ueber denselben folgt, concordant aufgelagert, die grosse Bündnerschiefermasse des *Piz Curver*, die ohne Unterbruch nördlich in das Bündnerschiefergebiet von *Via Mala* und *Schyn* fortsetzt. Unten ob *Pignieu* bleibt der Rofnaporphyr zurück, die Kalkmasse hebt sich von ihm ab und wird nun weiter nördlich von hier von ächten Bündnerschiefern auch unterteuft. Sie endigt gegen Norden in der Region über *Zillis* und *Reischen* und ihr Nordende steckt ganz von Bündnerschiefer und Rauchwacken umgeben. Die Kalkbildung, die sich von der Decke des Rofnagesteines abhebt, liegt also über und unter Bündnerschiefer und endigt im Bündnerschiefer. Sie ist somit wahrscheinlich nur eine andere (heteropische) Facies des Bündnerschiefers, und ebenso alle die sie begleitenden sonderbaren anderen Gesteine. Am Ostabhang gegen das *Oberhalbstein* erscheint sie nicht wieder, sie bleibt hier vom oberen Bündnerschiefer bedeckt. *Escher* und *Studer* haben ebenfalls constatirt, dass der kalkige Complex mit seinen abweichenden Einlagerungen über und unter ächtem Bündnerschiefer liegt, der nördlich sich zusammenhängend vereinigt.

Der kalkige Complex, 200 bis 1000 m. stark, besteht aus folgenden Gesteinen: weisser Kalkmarmor, dolomitischer Marmor, rosafarbener Marmor, grauer Marmor, grauer und brauner körniger Kalkstein, grauer Dolomit, grauer und gelbstaubig anwitternder dichter Dolomit (Röthidolomit), sandige, oft echinodermische, grau und braun anwitternde Kalksteine, Zellendolomit und Kalkbreccien.

Die Zellendolomite und Rauchwacken finden sich besonders in der Basis und im Dach, sie treten aber auch gelegentlich im Innern des kalkigen Complexes auf.

Besondere Einlagerungen des sehr wechselvollen Gesteinscomplexes sind:

Gyps (bei *Surcrums*, in *Alp Neza*, bei *Nasch*, auf *Plaunatsch*, an letzterem Orte mit vielen Einspülungstrichtern).

Grüne verrucanoartige Schiefer in Bänken von 1 bis 3 m. auf *Alp Neza, Piz la Tschera* etc.

Taspinit. Auf der Alp *Taspin* im Gebiete der alten Silbergruben kommt ein sehr eigenthümliches Gestein vor. Dasselbe liegt dort über dem kalkigen Complex und wird bedeckt von marmorisirtem Bündnerschiefer (Kalkphyllit etc.). Bis dasselbe nach seiner Natur in jeder Richtung ergründet und ein den Resultaten dann entsprechender Name gegeben werden kann, werden wir am besten thun, dasselbe vorläufig nach der einzigen typischen Localität, der Alp *Taspin* im Schamserthale, *Taspinit* zu nennen.

Der Taspinit ist ein grobkörnig krystallinisches Silicatgestein, von bald schiefrigem, flaserigem, bald mehr massig porphyrischem, am gewöhnlichsten granitischem Habitus. Es besteht vorherrschend, in manchen Abänderungen zu mehr als der Hälfte, aus grünem, weichem, dichtem Sericit, dann aus grossen, unregelmässig und undeutlich begrenzten stark fettglänzenden, weissen bis fast farblosen Quarzkörnern, hell grünlichgelben, silberglänzenden Glimmerblättern (Muscovit) und aus Feldspath. Der letztere zeigt alle Grade der Ausbildung vom unkenntlichen weisslich dichten bis zum 4 oder gar 6 cm. langen und bis 2 cm. breiten Orthoklaszwilling (Karlsbadergesetz). Das grüne, weiche Grundmaterial, Quarz und Glimmer, halten eine sehr constante Erscheinung fest, der Feldspath hingegen tritt unregelmässig auf, nach Menge wie nach Art der Ausbildung. Hie und da, besonders in gequetschten Abänderungen, erinnert das Gestein an manche ältere Verrucanoarten (z. B. Varietäten aus dem *Zafragiatobel*), oder an gewisse Varietäten des Rofnaporphyr; noch weit mehr gleicht es im äussern Ansehen gewissen grobkörnigen Abänderungen des *Julier-* oder *Albulagranites*, ist aber keinem der genannten gleichzustellen.

Die längst verlassenen Silbergruben von *Taspin*, die, aus den Ruinen der Pochwerke zu schliessen, einst grosse Bedeutung hatten, beuteten silberhaltigen Bleiglanz aus schwerspathreichen Gängen im Taspinit aus. Ausserdem kommen hier Fahlerz, Kupferkies und Malachit vor. Auf Karte und Profilen haben wir den Taspinit nicht unterschieden, er ist dort inbegriffen in die „polygenen Conglomerate der Secundärzeit“, mit welchen er durch hundertfältige Uebergänge verbunden ist.

Polygene Conglomerate. Die Conglomerate sind die auffallendsten Bildungen des Gebietes. Bald treten sie in einzelnen Schichten zwischen Kalk und Marmor auf, bald in mächtigeren Anhäufungen. Die Conglomerate sind sehr verschiedener Art, bilden aber in allen Richtungen Uebergänge in einander. Man kann folgende Typen unterscheiden:

A. Conglomerate und Breccien mit vorherrschend kalkigem Bindemittel. Dasselbe ist gewöhnlich dolomitisch, grau krystallinisch, gelbstaubig nach Art des Röthidolomites anwitternd, seltener auch ein Zellendolomit (Rauchwacke). Diese Conglomerate und Breccien weisen wieder folgende Abänderungen auf:

a) Die eingeschlossenen Bruchstücke sind vorherrschend Kalksteine, Dolomite und Marmore, namentlich graue salinische oder körnige Kalksteine und staubig gelb anwitternde Röthidolomite. Sie sind von sehr unregelmässiger Grösse und Gestalt, rau anwitternd, manchmal das Bindemittel, manchmal die Trümmer vorherrschend.

b) Die eingeschlossenen Bruchstücke sind: 1. Kalksteine, Dolomite und Marmore wie oben, dazu kommen aber ausserdem noch 2. Trümmer von *Taspinit*.

c) Die eingeschlossenen Bruchstücke sind fast nur Trümmer von *Taspinit*; Trümmer von Kalkgesteinen und anderen treten ganz zurück.

B. Der *Taspinit* kann auch als Grundmasse oder Bindemittel von Conglomeraten oder Breccien auftreten.

Als Trümmer in diesem Bindemittel eingekittet treffen wir alle die Kalkgesteine, die oben unter A a) genannt sind. Am häufigsten erscheinen graue, krystallinisch körnige oder dichte Kalksteine. Dieselben bilden oft eckig plattige Stücke, die dann unter einander und mit der Schichtung im Ganzen parallel liegen. Auch hier herrscht manchmal das Bindemittel, manchmal das Trümmaterial vor.

Bei A c) kann durch Ueberhandnehmen der Trümmer ein Gestein entstehen, welches fast rein *Taspinit* ist, blos durchzogen von flaserigen oder stellenweise nesterartigen gehäuften Streifen und Adern von Marmor.

Bei B kann durch Ueberhandnehmen der Trümmer ein Gestein sich bilden, das ein grauer oder weisser Marmor ist, durchzogen von Häuten und

kleinen nesterartigen Partien von grünem, glimmerig sericitischem Schiefer, der hie und da Quarz und Feldspath enthält.

So treffen wir denn Uebergänge von Kalksteinen in den grünen krystallinisch körnigen Taspinit und umgekehrt Uebergänge von diesem in Marmor.

Auf frischer Bruchfläche ist wegen dem ausserordentlich innigen Anschluss von Bindemittel und Trümmern und dem oft völligen Verfliessen beider ineinander die Umgrenzung der Trümmer und des Bindemittels nicht so sehr in die Augen springend, wie an der angewitterten Fläche. Da aber gibt sie oft ein erstaunliches buntfleckiges Bild. Die Trümmer wechseln von Sandkorngrösse bis zu über 1 m. Durchmesser.

Häufig sind diese Conglomerate ausserdem gequetscht. Flaserig umfliesst dann eine schiefrig gewordene Grundmasse die flach linsenförmig gequetschten Trümmer. Die Durchknetung kann derart werden, dass man in einem einzelnen Falle ein Gemisch von dem krystallinischen Silicatgestein und von Kalkgesteinen vor sich sieht, von welchem man selbst im mikroskopischen Bilde im Zweifel bleibt, welches die Trümmer und welches der Kitt ist.

Im Felscircus der *Alp Albin* am *Piz la Tschera* und auf *Alp Neza* sind die Conglomerate vom Typus A vorherrschend, bei *Taspin* und *Ciss* hingegen in grosser Entwicklung diejenigen vom Typus B, die Gesteine bei den Silbergruben umgebend, die dann strichweise ganz arm an Trümmereinschlüssen werden und den Taspinit als solchen darstellen. Im Sammelgebiete des *Reischenbaches* haben überhaupt die taspinithaltigen Gesteine so sehr zugenommen, dass dadurch Kalke und Marmore zurückgedrängt erscheinen. Die letzteren gehen bei *Gandus* nur noch wenig nördlich über die Bachschlucht, und weiter nördlich treffen wir nur noch Bündnerschiefer mit Rauchwacke und Gyps. Der kalkige Complex hat sein Ende erreicht.

Im Gebiete der *Alpen Ciss* und *Taspin* hinüber gegen *Gandus* treffen wir die grösste Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der polygenen Conglomerate. Hier finden wir aber nicht nur Uebergänge von Kalkgesteinen in Taspinit oder umgekehrt durch conglomeratische und brecciöse Strukturen vermittelt, sondern wir treffen noch auf eine andere sonderbare Verbandform dieser heterogenen Gesteinsarten:

Wenn wir von den Hütten der Alp *Ciss* gegen Osten vordringen, stellen sich im Taspinit grosse linsenförmige Streifen von weissem Marmor ein, Schichtlagen von solchem von $\frac{1}{2}$ m. Dicke und 4 bis 10 m. oder mehr Erstreckung. Ich wage diese Linsen nicht mehr als gequetschte Trümmereinschlüsse zu deuten, sie erscheinen eher als gleichzeitig gebildete Schichten oder bei der Gebirgsstauung ineinander gedrückte Massen.

In der Schlucht unter *Gandus* finden wir umgekehrt ächten Marmor in grossen Massen, welcher einzelne linsenförmige Lager von 0,1 m. Dicke und mehreren Metern Länge von Taspinit mit grossen Feldspathkrystallen einschliesst.

Durch solche Bildungen ist in der Richtung der Schichten wie auch unter Umständen quer zu denselben der Uebergang dieser Gesteine ineinander vermittelt.

Die sämtlichen Abänderungen und Einlagerungen im kalkigen Complex verlaufen nicht regelmässig, sie wechseln oft. Kein Profil des kalkigen Complexes ist demjenigen an einer anderen Stelle gleich. Die verschiedenen Gesteinsarten lösen sich in vielfach wiederholten linsenförmigen Massen, nicht in durchgreifenden Schichten, ab. Auch in den verschiedenen kalkigen Facies ist keine Constanz vorhanden. Im Allgemeinen treffen wir im südlichen Theil Fall nach NNW, im nördlichen SSO. Der obere Kessel der Alp *Taspin* gehört einer leichten Synklinalzone an. Weiter nördlich folgen alle erdenklichen Unregelmässigkeiten in der Lagerung. Auch im Gebiete flacher Lagerung sind kleine Biegungen und Umkrümmungen ganz gewöhnlich. Im überliegenden Bündnerschiefer zwischen Alp *Neza* und *Taspin* dürfte es schwierig sein, ein Handstück des klingelharten, rauhen, oft sandigen, oft thonglimmerigen oder marmorisirtkalkigen Bündnerschiefers zu finden, das nicht Faltungen oder scharfe Linearstreckungen zeigt. Am *Piz la Tschera* glaubt man oft liegende Falten zu sehen; ich kam zu der Ueberzeugung, dass dieselben eher nur Riesenflasern sind. Am unerhörtesten wird die Zerknitterung des Bündnerschiefers am Nordende des kalkigen Complexes in der Schlucht ob *Reischen*; es ist, als ob hier der steifere Kalkcomplex in die Bündnerschiefer hineingestossen worden wäre. Als die letzten nördlichen Ausläufer des Kalkcomplexes finden wir eine Anzahl Einlagerungen von Zellendolomit im Bündnerschiefer hoch über der *Via Mala* bei *Samest* etc.

Eine Anzahl Notizen oder Profile von einzelnen Stellen des Kalkcomplexes mögen das Bild ergänzen:

1. An den Grat östlich der *Alp Albin* aufsteigend treffen wir folgende Schichtreihe von unten nach oben:

Rofnaporphyr oder Rofnagneiss, darüber bei 2460 m. weisser Marmor, dann sandige graue Kalkplatten mit auswitternden Sandkörnern, polygene Conglomerate mit kalkigem Bindemittel, endlich bei 2640 m. am Grate Zellendolomit.

2. Profil vom *Piz Curver* durch *Alp Neza* über den Grat des *Piz la Tschera* nach *Albinalp* von oben nach unten mit circa 20° Fall nach N N W:

c) *Piz Curver* 2975 m. graue marmorisirte glimmerige Bündnerschiefer, gewöhnliche Kalkphyllite und sandige Thonschiefer etc.

Am Südabhang des *Piz Curver* von 2400 nach 2600 m. schief ansteigend grüne Bündnerschiefer, zwei Linsen von Serpentin einschliessend. Das Gleiche wiederholt sich in viel ausgedehnterem Masse am Ostabhang des *Piz Curver* gegen *Oberhalbstein*, welches Gebiet von *Theobald* untersucht und dargestellt worden ist. Dort stellen sich auch noch schöne Variolite dazu ein.

Darunter gewöhnliche Bündnerschiefer.

b) Im Hintergrund von *Alp Neza* bei circa 2250 m. grauer Dolomit.

2 bis 3 m. grünes verrucanoartiges schiefriges Gestein.

Dolomit und Dolomitmarmor.

Grauer Kalkphyllit gleich dem gewöhnlichen glimmerigen Bündnerschiefer.

Polygenes Conglomerat, vorherrschend Typus A a) und A b):

Rauchwacke, Zellendolomit.

Dolomit.

Graue Kalkschiefer.

Heller Dolomitmarmor, Grathöhe östlich des *Piz la Tschera*.

Polygenes Conglomerat A b) und A c).

Sandige Kalkplatten.

Weisser dolomitischer Marmor und ächter Röthidolomit.

a) Rofnagneiss.

In diesem Profile hat der oberste Complex *c*, derjenige der Bündnerschiefer, circa 700 m. Mächtigkeit. Der untere, *b*, derjenige der Kalkgesteine, circa 300 m.

3. An einer anderen Stelle in der *Alp Neza* treffen wir im Kalkcomplex von oben nach unten folgende Schichtreihe: Dolomit, grüne verrucanoähnliche Schiefer, Dolomit, Rauchwacke, Gyps, Rauchwacke, Conglomerate, zum Theil weisslich von weiss marmorischem Bindemittel und eingeschlossenen Marmortrümmern. Es ist hieraus im Vergleich mit der obigen Localität die ungleiche Aufeinanderfolge der verschiedenen Gesteinsabänderungen an selbst benachbarten Stellen zu ersehen.

4. Im unteren Theil der *Alp Neza* bei *Bavugls* haben wir folgende Schichtreihe von oben nach unten, wohl 400 m. stark:

Rauchwacke mit etwas Gyps, Conglomerate, grauer, körniger, dolomitischer Kalkstein, Conglomerat, rosarother Marmor, weisser Marmor und Kalkstein in grosser Mächtigkeit. Darunter folgen Rofnagneiss und wenig weiter nördlich violetter bis grünlicher Bündnerschiefer mit Quarzbändern.

5. Vom *Curver pintg del Taspin* 2730 m. hinab gegen *Gandus* und *Reischen* treffen wir folgende Gesteine:

Am *Curver pintg* 2730 m. gewöhnlicher grauer Bündnerschiefer, circa 500 m. mächtig, Fall 20° SSO, am Ostabhang darin eine Einlagerung von grünen Schiefern.

Im flachen Boden der *Alp Taspin*, Hügel östlich der Silbergruben, folgt kalkreicher, marmorisirter Bündnerschiefer, Kalkschiefer, hellgraufleckig mit Streckung, grünliche, glänzende Thonschieferlagen, wechselnd mit Marmor-schichten, vielfach erinnernd an die Gesteine des *Valserberges*.

Darunter schwarzer Bündnerschiefer und grüner seidenglänzender Thonschiefer. Diese Gesteine streichen flach weiter. Der Wasserfall von *Tschentauer* von der *Alp nuorsas*, östlich ob *Gandus*, stürzt über diese Gesteinsgruppe.

Bei 2100 m. im Kesselgrunde der *Alp Taspin* folgt Zellendolomit mit etwas Gyps als Unterlage der Bündnerschiefer, weiter nordöstlich setzt derselbe aus.

Darunter folgt, zuerst bei den Silbergruben mit 50° SSO-Fall, dann bald mit NW-Fall, der Taspinit. Das ganze Gehänge von circa 2200 m.

bis hinab auf 1900 m. wird aus diesem Gesteine gebildet. Im tieferen Theil nimmt es alle die conglomeratistischen Abänderungen an und geht schliesslich in Kalkstein über. Die Gesteine fallen nun hier in der Nähe der Schlucht unter *Gandus* nördlich in die Tiefe. Da, bei *Gandus*, treffen wir wieder über dem polygenen Conglomerate und den linsig streifigen Gemengen von Marmor und Taspinit braune Kalkbreccien und helle Röthidolomite.

Hier in der Schlucht des *Reischenbaches* folgt nun ein Chaos von Gesteinen, das ich mit meinen Klettereien in dieser Schlucht nicht zu lösen vermochte. Splittrige, brockige, dunkle Kalksteine und Dolomite, alle möglichen polygenen Conglomerate, grüne sericitische Schiefer, enorme Massen höhliger, ruinenhafter Zellendolomite, Rauchwacken voll eckiger, dunkler Kalk-einschlüsse, Marmore etc. wechseln mehrfach in ganz verworrener Lagerung miteinander ab. All die Mannigfaltigkeit aber bleibt an den steilen Schluchtwänden zurück, und der Weg von *Gandus* nördlich über dem Bache nach *Nasch* hinab bewegt sich ganz auf Bündnerschiefer, in welchem sich erst unten bei *Nasch* Gyps und Rauchwacke einstellen. Das ist überhaupt die nördliche Grenze der Taspinitgesteine und des kalkigen Complexes. Aller hoch über *Nasch* flach nach *Mutten* ziehende Kalk gehört den Bündnerschiefern an.

Unser Profil Nr. 13 deutet einigermassen die Verwirrung an, in welche nun der Bündnerschiefer durch den unteren Theil der *Reischenbachschlucht* hinab gelangt. Engste Fältelungen, Clivage und Schieferung sich zu Stengeltexur kreuzend, sind hier gewöhnlich.

Die Begehung dieses Gebietes hat mich wenigstens folgende Erscheinungen kennen gelehrt:

a) Der Taspinit und die mit demselben verknüpften kalkigen Gesteine sind in der *Reischenbachschlucht* unter *Gandus* oben und unten von Zellendolomit begrenzt und verschwinden unter Bündnerschiefer an den Gehängen unter *Gandus*, um nördlicher nirgends mehr wieder zu erscheinen.

b) Von dem Zellendolomit in der Schlucht unter *Nasch* bei etwa 1600 m. hinaus bis nach *Reischen* und nach der *Via Mala* lässt sich ununterbrochen Bündnerschiefer beobachten. Derselbe setzt sich unten in flachen Lagen östlich über *Zillis* am Gehängefuss fort bis gegen *Pignieu*.

c) Die Wand des Kalkcomplexes von *Piz la Tschera* streicht gegen *Zillis* hinab, sie erreicht aber den Thalgrund nicht ganz, sie endigt an ihrem Nordende ganz von Bündnerschiefern umgeben.

Es schliessen sich hier nothwendig noch einige Fragen nach dem vergleichswisen Alter der Gesteine an. In dieser Richtung ist festzuhalten:

a) Der Kalkgesteinscomplex enthält die polygenen Conglomerate concordant eingelagert und in denselben finden sich hie und da auch Bruchstücke von ächtem Rofnaporphyr.

b) Der Kalksteincomplex liegt dem Rofnaporphyr auf und wird muldenförmig bei *Ausser-Ferrera* in denselben eingeklemmt.

Daraus folgt: Der Kalksteincomplex am Ostabhang des *Schamserthales* ist jünger als der Rofnaporphyr.

c) Die Kalkgesteine des Kalksteincomplexes gehen in horizontaler Richtung theils durch linsenförmige Zwischenlagerungen, theils durch gegenseitige conglomeratistische Einschlüsse in den Taspinit über.

d) Der Taspinit enthält Proben aller hiesigen Kalkgesteine eingeschlossen.

e) Die Kalkgesteine enthalten Trümmer des Taspinites eingeschlossen.

Daraus sollte man schliessen: Taspinit und die Gesteine des Kalkcomplexes sind wahrscheinlich unter sich von wechselndem, im Ganzen von gleichem Alter. Ich sage nur wahrscheinlich. Sollte nämlich die ganze Bildung der polygenen Conglomerate doch bloß eine unerhörte nachträgliche mechanische Verknetung sein, so könnte gar kein Schluss auf das relative Alter der Componenten gezogen werden. Ich schrecke nicht vor der Annahme mechanischer Umformungen zurück, wo dieselben mit den Lagerungsverhältnissen übereinstimmen. Hier kann ich eine solche Uebereinstimmung nicht finden, aber allerdings die Lagerungsverhältnisse auch nicht deuten. Dagegen werden wir westlich des Rheines Beweise dafür finden, dass der Taspinit selbst älter sein muss, als die Secundargebilde, und nur für die von ihm sich ableitenden Breccien und Conglomerate kann der obige Altersschluss festgehalten werden.

f) Im oberen Theile des Kalksteincomplexes finden sich hie und da Gesteine von der Beschaffenheit der Bündnerschiefer concordant eingelagert.

g) Ein mächtiger Complex von Bündnerschiefern bedeckt den Kalksteincomplex sammt seinen Einlagerungen und sammt dem Taspinit auf ihrer ganzen flachen Ausdehnung.

h) Von *Pignieu* bis *Zillis* am Fusse der Bergwände lagert Bündnerschiefer auch unter dem Kalksteincomplex.

i) Das nördliche Ende des Kalksteincomplexes sammt dessen Einlagerungen und dem Taspinit steckt im Bündnerschiefer und wird von solchem allseitig umgeben.

Daraus folgt: Der Kalksteincomplex sammt seinen Einlagerungen und dem Taspinitanhängsel sind wahrscheinlich heteropische Facies innerhalb der Bündnerschieferbildung und gehören dem Alter des Bündnerschiefers an. Auch hier sage ich „wahrscheinlich“; denn ein höheres Alter dieser Gesteine und ein nachträgliches keilförmiges Hineinpressen oder Hineinfalten derselben in die Bündnerschiefer ist nicht undenkbar, ich konnte keine absoluten Beweise in den Lagerungserscheinungen dagegen und noch weniger aber Gründe dafür entdecken. Sicher sind hier die fraglichen Gesteine nicht jünger als der Bündnerschiefer. Wir werden nachher sehen, dass an der Westseite des *Schamserthales* der Beweis viel deutlicher gegeben werden kann dafür, dass sie auch nicht älter sind als die Bündnerschiefer überhaupt. Dort schwimmen sie noch viel vollständiger rein in den Bündnerschiefern.

Die Bündnerschiefer beginnen vielleicht schon in der Trias und gehen hinauf bis in den Malm. Ihre Hauptmasse ist Lias. Wenn die Kalkbildungen vorherrschend älter sein sollten, so wären sie doch höchstens der Trias angehörig, denn sie liegen stets über der eigentlichen Röthigruppe. Wir waren also jedenfalls berechtigt, in unserer Karte die hier im *Schams* sich einstellenden kalkigen Facies und polygenen Conglomerate als der Secundärzeit angehörige Gebilde zu bezeichnen. Eine nähere Altersbestimmung aber wäre unsicher.

Schon 1839 sind *Escher* und *Studer* zu ganz gleichen Anschauungen gekommen. Sie betonen dort z. B. S. 199 ausdrücklich: „Wir haben häufig „darauf aufmerksam gemacht, . . . dass auch der Flysch“ (das Wort ist hier im älteren Sinne von Kalkschieferfacies, d. h. Bündnerschiefer — nicht im

Sinne von Eocän gebraucht) „bald über dem Kalk, bald unter ihm erscheine, „und sich als die allgemeine Grundmasse zeige, in welcher die Stöcke von „Kalk und Dolomit eingewickelt liegen.“

C. Die Westseite des Schams.

Nur ein kleines Stück des Rofnamassives liegt links des Rheines, es ist der rundliche, breite Felsbuckel der *Alp Durnaun*. Westlich des Rheines treffen wir die weithin hell leuchtenden marmorweissen und buntgestreiften *Splügener Kalkberge*. Sie enthalten ganz die gleichen Gesteinsabänderungen und Einlagerungen wie der *Piz la Tschera* östlich. Allein die *Splügener* Marmorberge sitzen nicht wie dieser dem Rofnaporphyr direct auf, sondern sind vom letzteren durch eine wenigstens einige 100 m. breite Zone von ächtem Bündnerschiefer getrennt. Die *Splügener* Marmorberge bilden eine Kalkinsel im Schiefergebiet von etwa 18 km² Grundfläche. Dass sie als Klippe in der Tiefe wurzeln und durch den Bündnerschiefer hinaufstechen, ist nicht wahrscheinlich — sie müssten denn überall am Rande starke Uebergusslagerung besitzen. Die Bündnerschiefer stechen ringsum unter die *Splügener* Marmorberge hinein. Die nahen tiefen Thäler, wie der hinterste Thalkessel von *Safen*, die Schlucht des *Annarosabaches* und der Bäche von *Splügendorf* und *Sufers*, entblößen bis an ihren Grund nur Bündnerschiefer. Auch wo, wie besonders an der westlichen und östlichen Ecke der Marmor- und Kalkberge, die Umrissform des Marmorberges deutlich als Rest zwischen den umliegenden Thälern durch diese letzteren herausmodellirt ist, sind keine zur Tiefe fortsetzenden Stiele der Kalkmassen zu sehen, sondern die Kalkberge sind eine ganz auf dem Bündnerschiefer schwimmende Masse. Fast überall bildet röthiähnlicher Dolomit oder Zellendolomit die Zwischenlage — die Unterlage der Marmorberge.

Die Fortsetzung dieser dolomitischen Basisplatte ist auch nördlich der *Annarosa-Alp* noch in weiter Ausdehnung vorhanden, der aufliegende Marmorberg aber ist hier weggewittert. Schon an der Ostseite von *Schams* war die Unterlagerung von Bündnerschiefer sichtbar, hier an der Westseite

ist sie in einer Weise deutlich zu beobachten, die alle Zweifel unmöglich macht. Wir kommen somit auch hier wieder zu dem Resultate: Die Kalk- und Marmorcomplexe des Gebietes von *Schams* gehören dem Bündnerschiefer als heteropische Facies desselben an. Oestlich würden wir denken, sie gehören in den unteren, westlich eher in den oberen Theil der Bündnerschiefer.

Nun kommen freilich eine Menge von Complicationen hinzu: Die Marmor- und Kalkschichten sind in intensiver Weise gefaltet (Tafel V, Fig. 6, und Profil Nr. 9). Am Rande sind sie mit den Bündnerschiefern verwickelt. Verschiedene Abänderungen und Einlagerungen treten in buntem Wechsel ganz ähnlich wie beim östlichen Kalkgebiet auf. Anstehender Taspinit fehlt zwar, dafür erscheinen aber doch Taspinitgerölle in den polygenen Conglomeraten. Es ist ein grossartig wildes, zackig zerrissenes und helles und buntfarbiges Gebirge ganz eigener Art, das hier dem einförmigen grauen Bündnerschiefer aufsitzt und schon aus grosser Entfernung auffallend von den umgebenden Bergen absticht.

Auch hier gebe ich noch eine Anzahl von Beobachtungen über dieses Gebiet, ohne dadurch ein wirkliches Verständniss zu erreichen.

Es wäre ein wahres Vergnügen, und bei ganz guter Witterung wohl nicht zu schwierig, die auffallendsten Gesteinsabänderungen der *Splügener* Kalkberge zu verfolgen, zu kartiren und die Falten dieser Berggruppe vollständig festzustellen. Ich traf im August 1881 Nebel und Schneefall, und im August 1882 war ich auch fast beständig von Nebel, Regen, Schneegestöber und Sturm gehindert. Das Bild, das ich erlangen konnte, ist deshalb lückenhaft.

Der schmale, wilde, hellfarbige Grat von *Weisshorn* und *Alperschellhorn* ist einem breiteren Sockel von schwarzen oder dunkelgrauen Bündnerschiefern aufgesetzt.

An der Westecke unter dem *Weisshorn* fallen die Bündnerschiefer mit 42° nordöstlich ein. Dort fand ich viele zweifellose, zum Theil zerrissene Belemniten. Die Bündnerschiefer enthalten hier auch einige Linsen und Bänke von Rauchwacke eingelagert. Darüber folgen wohl 40 m. hellgrauer, weiss anwitternder, salinischer, massiger Kalkstein und Dolomit, dann gelber

Zellendolomit. An dessen unebene Oberfläche schmiegt sich an grauer, körniger Marmor, darüber liegen dunkelgraue, thonige Schiefer. Es folgt hellgelber Röthidolomit (das Wort im petrographischen, nicht im stratigraphischen Sinne genommen), einige Bänke dunkelzinnoberrother Dolomitmarmor, wieder ächter, hellgelb staubig anwitternder, inwendig hellgrauer Röthidolomit, blaugrauer Kalk und darüber ein mächtiger Complex von grauen, gelblich-weissen und fast schneeweissen Dolomiten, Kalksteinen und Marmorschichten mit einzelnen fast schwarzen Thonschieferbänken, grünen Thonglimmerschiefern oder grünen Bündnerschiefern, polygenen taspinitführenden Conglomeraten etc. in concordant eingelagerten Schichten. Ein wunderbares Farbenspiel, wie es dem Geologen nicht oft zu sehen beschieden ist! Um das Bild zu ergänzen, liegt auf dem schmalen schwarzen Bündnerschiefergesimse am Fusse der hellfarbig bunten Felswände des *Weisshornes*, nahe am Rande des Abgrundes in das *Safienthal*, ein kleiner, glänzend blaugrüner See, gestaut von einer weissen Marmormoräne.

Die Schichten des *Weisshorn-Alperschelligrates* bilden ein gegen Norden gekehrtes Knie von kühnem Schwunge (Taf. V, Fig. 6). Die Abwitterung an der Nordseite schneidet die Schichten so an, dass sie dort wie am Tangentialschnitt einer Zwiebel concentrische Curven bilden.

Von nicht geringerem Interesse ist ein Gang von *Sufers* durch die *Alp Steilen* bis hinauf zwischen *Alperschellihorn* und *Grauhörner* (*Pizzas d' Annarosa*). Auch da bildet wieder über dem Bündnerschiefer, der hier vielfach kalkig ist, Rauchwacke, noch häufiger dichter, ächter Röthidolomit, die Unterlage der Marmorberge. Auch hier folgt höher oben in dem aufliegenden hellgrauen, salinischen Kalkstein in der Umgebung der oberen Hütte der *Steilenalp* zum zweiten Male ein Dolomit, ununterscheidbar von dem Röthidolomit nördlich des Rheines. Weiter hinauf in dem *Steilenalphale* treffen wir grösstentheils die gleichen Gesteine, wie wir sie eben am *Weisshorn* und *Alperschellihorn* gefunden haben. In krystallinischen grauen Kalksteinen kommen hier Belemniten vor (die von Gyroporellen wohl zu unterscheiden sind!). Auf der Südseite des Thales erscheint im Marmor zusammen mit einer Bank von grünem Schiefer eine Linse von schönem Serpentin. Die Lage der Schichten wechselt vielfach und rasch. Gegen Süden erblicken wir am *Teurihorn* durch die

schwarzen Schieferbänke im weissen Marmor sehr deutlich gezeichnet — ähnlich wie vom *Splügenpass* oder von Osten (Taf. V, Fig. 6) — zahlreiche scharfe Falten.

Am nördlichen Vorsprunge des *Steilerhornes* in das *Steilenthal* hinein traf ich an einem fast senkrechten Schenkel zwischen mehreren liegenden Falten Gesteine, welche mich in hohem Masse an etwas veränderte jurassische Gesteine nördlicherer Gebirgsgruppen erinnerten. Dort steht, nördlich dem Röthidolomit angelehnt, erst ein grünbrauner, etwas serpentinischer Schiefer an, der auffallend dem gequetschten Dogger an der Schwärze im Maderanertale gleicht, darauf folgte gelber Zellendolomit und Marmor, dann dunkelgrauer Kalk mit helleren Flammen und Streifen und grauer Marmor mit gelblichen Streifen. Derselbe erinnert unwillkürlich an die Schiltkalke. Hier wie schon weiter unten trifft man grüne, seidenglänzende Thonschiefer den Marmor durchziehend, deren Anblick dem Vergleiche mit dem grünschiefrigen Dogger der *Goldnen Sonne* am *Calanda*, der Westwände des *Limmernbodens* oder zum Theil mit den Gesteinen am Rheinbord unter *Bonaduz* ruft. Diese Gesteine der *Splügener Kalkberge* haben hier anscheinend jurassischen, nicht „paläozoischen (*Diener*) Habitus“.

Gegen die Passhöhe zwischen *Alperschellhorn* und *Pizzas d'Annarosa* folgt braune, zellige Rauchwacke von sehr breccioser Structur, Marmor, grünliche Schieferbreccien, ferner die polygenen Conglomerate mit ächten Taspinitblöcken, und von oben gestürzt viele Blöcke dunkler Kalke und Dolomite mit goldgelben Adern nach Art des „Porte d'Or“ der Alten.

Der *Pizzas d'Annarosa* weist auch eine prachtvolle Schichtbiegung auf, er ist ein halbes Gewölbe, die Nordhälfte ist abgewittert, die Biegung kehrt das Knie gegen Süden. Ungeheure bunte Geröllhalden am Fusse der zerrissenen Gräte verdecken vielfach den Zusammenhang. Wir treffen aber am Nordfusse des *Pizzas d'Annarosa* wieder die gleichen polygenen Conglomerate, grünen oder verrucanoähnlichen Schiefer und Rauchwacken wie an der südlichen Ecke; unter dem Zellendolomit erscheint dann der Bündnerschiefer.

Am *Piz Vizan*, dem Nordostende der *Splügener* Marmorberge, treten die polygenen Conglomerate wieder massenhaft auf. Bald sind graue Bündnerschieferkalkbrocken in Glimmerschiefer und Quarz eingebettet, bald Röthi-

dolomit in Bündnerschiefer, bald Gneiss und Taspinit in Bündnerschiefer eingebacken, Alles flaserig gequetscht, von Quarzschnüren durchzogen. Die ganze östliche Hälfte des *Piz Vizan* wird aus den polygenen Conglomeraten gebildet. Darunter treffen wir nicht nur Conglomerate vom Typus A, sondern auch solche mit Taspinit als Grundmasse. Die Felswände und Schichtplatten sehen schon aus der Entfernung grün und gelb gross gefleckt aus. Aechter Röthidolomit erscheint besonders häufig als Einschluss, daneben wie östlich des Rheines die grauen krystallinischen echinodermischen Kalksteine, die braun anwittern, und hie und da in dem Taspinit-Bindemittel ein Rofnagneiss, dessen Schieferung quer oder schief zur Flaserung und Schieferung des ganzen Conglomerates geht. Am Gipfel des *Piz Vizan* treten die Conglomerate vom Typus B zurück, wir finden da nur noch Conglomerate und Breccien mit kalkigem oder kalkigglimmerigem Bindemittel mit blos einzelnen Schichten oder Linsen des Taspinitgesteines in schieferigen Abänderungen eingeschlossen. Obenauf sitzen wieder Rauchwacke und Röthidolomit.

Südlich und westlich des *Piz Vizan* folgen Röthidolomit und Rauchwacken in mehrfachem Wechsel mit Bündnerschiefer. Schwarze Schiefer wechseln mit weissen oder grauen Kalksteinen und Marmoren westlich des *Vizan* am *Piz Calandari* in unverständlicher Weise mit einander ab. Schon von Weitem sieht man vom *Gufercalhorn* zum *Pizzas d' Annarosa* eine scheinbar horizontale Grenze verlaufen. Die unteren Felsen sind weiss und gelb, die oberen dunkel gefärbt. Der *Tschaingel mellen* oder *Rothe Thurm* südlich des *Piz Vizan* besteht aus ächtem Röthidolomit, durchzogen von feinem Netzwerk von Quarzäderchen, die rauh an der karrig angewitterten, rothgelb staubigen Oberfläche vorstehen. Mit diesem Gesteine wechseln horizontal wie vertical Zellendolomite, grüne Schiefer und Quarzitlagen und in den letzteren einige Lager von grauem Kalke und Mergel mehrfach ab. Unter den röthidolomitischen Gesteinen folgt polygenes Conglomerat, dann Bündnerschiefer.

Mitten in der Bündnerschieferzone, welche diese Gesteine vom Rofnagneiss mit anschliessendem Zellen- und Röthidolomit trennt, erscheint nochmals ein kleines Riff polygener Conglomerate. Da fallen die Gesteine alle schön concordant 70 bis 85° NW. Grauer, grobkrystallinischer Marmor bildet Schichten im Bündnerschiefer. Der dem Rofnagneiss anliegende Zellen-

dolomit enthält Bruchstücke von grünen Schiefern, Quarz, Gneiss und Blöcke von Taspinit. Grüne Schiefer erscheinen hier auch als Bestandtheile der Bündnerschiefer.

Es hat keinen Zweck, hier die zahlreichen gemessenen Schichtlagen, die einzelnen verfolgten Schichtgrenzen etc. alle mitzutheilen. Mein Hin- und Herlaufen in den Umgebungen des *Piz Vizan* konnte mich zu keinem eingehenderen Verständniss der verworrenen Lagerungsverhältnisse führen. Die Verwicklung ist zu gross, meine Zeit war zu kurz, die Witterung zu wechselvoll, und als beim dritten Versuche, diese Verwicklungen zu lösen, elektrische Funken aus dem neben mir liegenden Stocke in meine Hand fuhren und die Gewitterwolken Alles in Dämmerung gehüllt hatten, floh ich in's Thal mit dem Gedanken: Hier will ich zweifeln und die Aufklärung künftiger Forschung überlassen. Am folgenden Morgen, dem 31. VIII 1881, lag der Schnee bis in das Thal hinab.

D. Vergleich beider Thalseiten des Schams.

Wir haben schon oben unter B einige Schlüsse auf das vergleichsweise Alter der eigenthümlichen Gebilde des *Schams* gezogen. Das dort über die polygenen Conglomerate und die Kalkcomplexe Gesagte gilt auch für das Gebiet der *Splügener* Marmorberge. Diese letzteren sind ohne Zweifel dieselben Gebilde, wie wir sie unter Kapitel B von der rechten (östlichen) Thalseite des *Schams* beschrieben haben. Es geht dies daraus hervor, dass wir da wie dort die gleichen Hauptgesteine, Kalksteine und Dolomite in gleichen Abänderungen der Marmorisirung treffen, dass dieselben da wie dort im Bündnerschiefer schwimmen und durch petrographischen Wechsel Uebergänge in denselben vermitteln, und dass wir da wie dort die gleichen eigenthümlichen Einlagerungen (Röthidolomit, Zellendolomit, grüne Schiefer, polygene Conglomerate verschiedener Typen, darunter solche mit Taspinitgrundmasse) finden, und endlich daraus, dass dieser bunte Gesteinswechsel da wie dort den durchaus ähnlichen Verband aufweist. Alles, was an diesen Gesteinen als nicht ursprünglich, sondern metamorphisch von irgend welcher

Art bezeichnet werden muss, ist wiederum östlich des *Schams* und in den *Splügener* Kalkbergen dasselbe — es sind dieselben Eigenthümlichkeiten, dieselben Räthsel.

Nun aber weisen die beidseitig des Hinterrheines liegenden Gebiete auch gewisse Unterschiede auf:

Westseitlich liegt der Kalkcomplex höher im Niveau und ist stärker abgetragen, so dass die wahrscheinlich noch darüber gehörende, dem *Piz Curver* entsprechende Decke von Bündnerschiefer gänzlich abgetragen ist. Der Kalkcomplex liegt frei oben auf. Ostseitlich sinkt der Kalkcomplex namentlich gegen Norden tiefer hinab, er sticht in die Bündnerschiefer hinein und die obere Bündnerschieferdecke ist erhalten.

Die Bündnerschiefer am westlichen Rande des *Schamserthal*bodens von *Mulin Andeer* über *Clugin* und *Casti* zeigen eine unerhörte Zerknitterung und Fältelung. Clivage, Faltung, Fältelung lösen sich ab oder durchkreuzen sich bis zur Ausbildung von Griffelstructures. Die Zerknitterung der Erdrinde hier gleicht ganz den Erscheinungen oberhalb *Reischen*. Während aber dort die kalk- und taspinitischen Complexe mit ihrem Nordende im Bündnerschiefer stecken, streichen sie hier höher oben aus. Der dem *Piz Curver* entsprechende bedeckende Bündnerschiefer, wenn er vorhanden war, ist ganz abgetragen.

Doch eine Andeutung einer nördlichen Umhüllung mit Bündnerschiefer ist auch hier vorhanden. Nicht der Marmor- und Kalkcomplex selbst, wohl aber der unterliegende Zellendolomit und Röthi'sche Dolomit reichen noch nördlich gegen den *Piz Beverin*. Diese äussersten Schalen des Marmor- und Kalkcomplexes tauchen dort deutlich in den Bündnerschiefer hinein und werden von demselben nördlich ganz unterlagert, umschlossen und überlagert.

Erst weiter nördlich, wo ein breiter Berggrat vom *Piz Beverin* gegen die *Via Mala*-Kluse hinaus und jenseits unter den *Muttenberg* weiter streicht, hat wieder die normalere Ordnung der Dinge sich der Bündnerschiefer bemächtigt, sie haben sich vom Schrecken der Kalkfacies und des Taspinites erholt. Dort und durch die ganze *Via Mala* folgt Streichen SW—NO mit 20 bis 50° Fall SO. Nur selten mehr und nur local wird diese allgemeine Regelmässigkeit durch kleinere Falten unterbrochen.

Die kalkigen Massen zeigen, wo ihre Schichtung deutlich ist, sich in den *Splügener* Marmorbergen viel mannigfaltiger und schöner gefaltet, als am *Piz la Tschera*, dagegen sind ostseitlich des Rheines der Taspinit und die taspinithaltigen Gesteine massenhafter entwickelt, als in den *Splügener* Kalkbergen. Der Herd dieser Gesteine scheint eben bei *Taspin* zu liegen, und die Häufigkeit ihrer Gerölle mit der Entfernung von dort abzunehmen. Immerhin kommen sie auch noch am *Averser Weissberg* und *Plattenhorn* compact linsenförmig vor, und spurweise traf ich die Taspinitconglomerate noch in der Nähe des *Sertigpasses*.

Westseitlich des Rheines ist der Kalkcomplex vom Rofnagestein durchweg durch Rauchwacke und Bündnerschiefer getrennt, ostseitlich sitzt er zum Theil dem Rofnagestein mit blosser Rauchwackenzwischenlage — stellenweise fehlt auch noch diese — direct auf und hebt sich erst nördlich zum Theil davon, frei in dem Bündnerschiefer hinausragend, ab oder repetirt sich im *Averser Weissberg* südlich über Bündnerschiefer.

Im Gebiet der *Splügener* Kalkberge fand ich Belemniten und Crinoiden, ostseitlich war ich nicht so glücklich.

Beide Thalseiten lehren uns hier noch eine etwas andere Auffassung über die Gesteine der Röthigruppe, als wir dieselbe durch die Vorkommnisse nördlich des Vorderrheines uns geschaffen hatten. Dort findet sich der Röthidolomit in einem einzigen Horizonte eben zwischen Oberrheino und Lias. Südlich des Vorderrheines treffen wir den petrographisch so leicht kenntlichen Röthidolomit mit seinen Rauchwackeneinlagerungen oder Stellvertretern ebenfalls über Verrucanoconglomerat und unter Lias (Bündnerschiefer). Ausserdem aber wird die gleiche Gesteinsfacies auch später noch wiederholt rückfällig, schon da, wo nur Bündnerschiefer sich finden — der Bündnerschiefer enthält eingelagerte Schichten von Röthidolomit und Zellendolomit — noch mehr aber, wo überhaupt kalkig dolomitische Facies sich einstellt: in den Marmorbergen des *Schams*. Ausser den Gesteinen der eigentlichen Röthigruppe erscheinen hier gelegentlich petrographisch ganz gleiche jüngere Auflagen derselben. Man könnte sagen: Der Röthidolomit wächst südlich des Rheines, besonders im *Schams*, noch in den Bündnerschiefer und seine kalkigen Facies hinein, er repetirt sich.

Solche Repetitionen kommen aber nördlich des Rheines ausserhalb dem Bündnerschiefergebiete niemals vor. Diese oberen röthidolomitischen Gesteine können wie der Bündnerschiefer selbst von triasischem bis oberjurassischem Alter sein. Ebenso die eingeschlossenen Marmorberge. Auch *Gümbel* erwähnt, dass die röthidolomitische Facies sich in verschiedenen Stufen und Gegenden der triasischen Ostalpen wiederhole.

Nördlich des Rheines ist der Röthidolomit ein bestimmter stratigraphischer Horizont, südlich des Rheines gilt dies nur von dessen tiefstem Vorkommen, die höheren Wiederholungen derartiger Gesteine sind schwankenden verschiedenen Alters.

Derjenige Zellendolomit und Röthidolomit, welcher nicht im Bündnerschiefer, sondern unter jedem Bündnerschiefer und direct auf dem Rofnagneisse liegt, enthält beim *Lai da Von* westlich von *Durnau*n viele grosse Blöcke von ächtem Taspinit. Dadurch wird das Alter des Taspinites noch etwas weiter zurück geschoben, als es die Beobachtungen auf der Ostseite des Rheines verlangten. Der obige Röthidolomit ist nicht nur petrographisch solcher, sondern auch nach dem Alter. Der Taspinit ist dadurch erwiesen als älter als die Bündnerschiefer und die Kalkcomplexe überhaupt, wahrscheinlich älter als die Secundärzeit. Im Verhältniss zu den Lagerungsstörungen dieser Gegenden ist er somit ein passives Gestein, so eruptiv er sein mag. Die taspinitreichen Breccien und Conglomerate sind jünger — gleichaltrig mit den *Schamser* Kalkgesteinen. Das Vorkommen eines vollkrystallinischen Gesteines (Taspinit) innerhalb sedimentärer jüngerer Schiefer und Kalke, einerseits in Form grosser anscheinend anstehender Linsen, anderseits als deutlich umgelagerte Conglomerate, erinnert an die Phänomene der Klippen und exotischen Blöcke im Flysch am Alpennordrande.

Das Alter des *Schamser* Kalkgebirges — d. h. seiner Gesteine — ergibt sich wie folgt:

Sie liegen über der ächten (untersten) Röthidolomitgruppe.

Sie liegen über einem Theil der Bündnerschiefer, unter einem anderen Theile derselben.

Die grünen Schiefer der Bündnerschiefer und die sie begleitenden Serpentine erscheinen auch als Einlagerung in den Kalkgesteinen.

In den *Schamser* Kalkgesteinen gibt es Abänderungen, welche sehr erinnern an einzelne Gesteine des Dogger und Malm.

Es finden sich Belemniten und Crinoiden in den *Splügener* Marmorbergen.

Graue und schwarze Bündnerschiefer, grüne Bündnerschiefer, Röthidolomite, Rauchwacken, Gyps, Conglomerate wechsellagern der Art mit den Marmoren, Kalksteinen und Dolomiten, dass alle nur als wechselnde Facies des gleichen grösseren Zeitabschnittes naturgemäss erscheinen. Andernfalls müsste man seine Zuflucht zu höchst complicirten Lagerungsstörungen, Ueberschiebungen bis zu gabelförmigem Ineinanderstossen verschiedener Schicht-complexe, nehmen.

Die Kalkgesteinscomplexe des *Schams* sind also ältestens Trias, meistens Lias und Dogger, jüngstens Malm. *Escher* und *Studer* zweifelten 1839 nur zwischen Jura und Kreide, (14) S. 201 und an anderen Stellen.

Aber ein Verständniss für das Ganze ist damit noch nicht gewonnen.

Manche Gesteine des Gebietes lassen schon im Handstück sichere Spuren mechanischer Deformation (Clivage, Linearstreckung, Fältelung) erkennen. Manche Gesteinsabänderungen entsprechen solchen, die anderwärts sich als dynamometamorphe erweisen lassen. Prachtvolle Falten (Taf. V, Fig. 6) bezeugen ebenfalls das Vorhandensein intensiver mechanischer Gesteinsumformung. Allein ich kann diese Erscheinungen nicht zu den gesammten Lagerungsverhältnissen im Grossen in klare Beziehung bringen. Sind da gewaltige Faltungen? Ich konnte nichts herauschälen, was etwa dem Range nach mit der Glarner Doppelfalte oder den *Silbernfalten* vergleichbar wäre. Nicht einmal die Frage, ob die polygenen Conglomerate Flachuferbildungen sind oder ob sie alte Klippen mantelförmig umgeben, darf ich zu entscheiden wagen. Sind vielleicht die Lagerungen im Grossen wenig gestört und ist die beobachtete intensive Störung im Kleinen vorherrschend bedingt durch die Collision sehr ungleich resistenzfähiger Massen beim Zusammenschub? Lagen gar die kalkigen Massen im Ganzen ursprünglich unter dem Bündnerschiefer, und haben sie sich blos durch Stauungserscheinungen nachträglich schwimmend in den Bündnerschiefer hinein gehoben? Sind die Kalkgebirge des *Schams* corallogene, umgewandelte Riffe der Bündnerschieferzeit mit Ueberguss-lagerung?

Selbst *Escher* und *Studer* sind hier schon 1839 in eine völlige Confusion gerathen. Sie bekehren sich in *Mittelbünden* zu einer Theorie der Umwandlung gewöhnlicher Sedimente durch krystallinische Schiefer in Massengesteine, (14) S. 202, sie finden die Grenzen der drei grossen Gesteinsgruppen gänzlich verwischt. Wir treten nicht näher auf diese Dinge ein; um so weniger wäre dies am Platze, als wenigstens *Escher* sich später von der Confusion der Gesteinsverhältnisse Mittelbündens erholt hat, und an jene Metamorphosen in jenem Sinne und jener Ausdehnung nicht mehr dachte.

An Fragen fehlt es nicht, aber an Antworten.

Es bleiben mir nur Unsicherheiten; zugleich auch der Wunsch, der Untersuchung dieser räthselreichen Gebirgsgruppe längere Zeit widmen zu können. Das einzige Resultat, was ich glaube unbedingt festhalten zu dürfen, geht dahin:

Die Schamser Kalkgebirge mit allen ihren Gesteinsabänderungen, ob der Trias, dem Lias, Dogger oder Malm angehörend, entsprechen einem mannigfachen scharfen Facieswechsel innerhalb des mächtigen Gesteinscomplexes der Bündnerschiefer.

E. Das kleine Gneissmassiv der Burgruine unterhalb Dorf Splügen.

An der Strasse, etwa 500 m. thalauswärts des Dorfes *Splügen*, treffen wir nach Bündnerschiefer, der glimmerreich und kalkreich marmorisirt ist, plötzlich wieder Gneiss unter der *Ruine „zur Burg“*; an der Brücke über den *Rhein* aber schon wieder Bündnerschiefer. Der Gneiss weist hier deutlichen Gewölbebau, indem die unter der Ruine flach nördlich fallenden Schichten nahe nördlich daneben steiler zur Tiefe hinabbiegen. Sie sind dort concordant überlagert von Dolomit (Röthidolomit) und krystallinischem, grauem Bündnerschiefer (Kalkphyllit). Bei den Häusern von *Rüti* rechts unterhalb der Strassenbrücke compliciren sich die Verhältnisse noch mehr, indem im Gneiss ein Marmorlager auftritt, von dem ich nicht weiss, ob es den krystal-

linischen Schiefen angehört oder dem Bündnerschiefer eingelagert ist, und andererseits erscheinen ausserhalb des Dolomites im glimmerreichen und marmorisirten Bündnerschiefer einige Gesteinslager von blos 1 m., die vielleicht umgewandelte Quarzite, von Gneiss aber nicht zu unterscheiden sind.

Südlich wie nördlich ist unser kaum 2 km. langes kleines Gneissgebiet von Bündnerschiefer umgeben und erscheint desshalb als eine untergeordnete Antiklinale am Rande des Adulagneisses.

Elfter Abschnitt.

Ueber die Gestaltung der Schuttbildungen und der Oberfläche.

„Unser Wissen ist Stückwerk“.

In diesem Abschnitte habe ich nicht die Absicht, eingehende neue Untersuchungen zu bieten oder das zu wiederholen, was ich im „Mech. d. Gebirgsbildg.“ ausgeführt habe. Ich würde mit einer solchen Untersuchung allein einen Band zu füllen haben. Vielmehr lasse ich hier nur eine Anzahl Notizen und Gesichtspunkte folgen, welche sich aus der Betrachtung unseres Gebietes ergeben, um dieselben nicht verloren gehen zu lassen. Auf Vollständigkeit mache ich keinen Anspruch.

A. Reussgebiet.

I. Muottathalgebiet.

Das Muottathalsystem ist das einzige unseres diesmaligen Untersuchungsgebietes, das ganz den Kalkalpen, und zwar den Jura- und Kreideketten, angehört. Die Hauptthallinie (*Bisithal-Muottathal*) ist ein krummes Querthal, ebenso das bedeutendste Nebenthal (*Wängithal*). Die Längsthäler (*Rätschthal*, *Pragelpassthal*) sind Nebenthäler. Flach in den alten *Reussthalboden* und in den jetzigen *Vierwaldstättersee* 437 m. schiebt sich das Delta der *Muotta* hinaus. An seinem Stirnrande, der dem Föhnwellenschlage entgegensteht, werden oft Geschiebehügel durch die Wellen angehäuft, hinter welchen Lagunen stehen bleiben, so dass im Grundrissbild das Muottadelta

oft ganz an ein Nil- oder Rhonedelta erinnert. Gehen wir der *Muotta* entlang hinauf, so treffen wir gleich hinter der *Muottabrücke* bei *Hinter-Ibach* auf eine, besonders rechts der *Muotta* sehr schön entwickelte und angeschnittene Kiesterrasse, deren Schichten mit 20 bis 30° nach aussen (Westen) abfallen und oben an einer horizontal aufgelagerten Kiesschicht anstossen. Wir haben hier ein altes Muottadelta vor uns, welches einem früher hier circa 50 m. höheren Stande des *Vierwaldstättersee* entspricht und wohl in Zusammenhang steht mit der Ausbildung ähnlicher alter Deltaablagerungen am Ausgang des *Engelbergerthales* gegen den *Vierwaldstättersee*. (Vergleiche diese Beiträge Bd. XXXI, *Du Pasquier*.)

Wie in allen Alpenthälern, so wechseln auch im Muottathalgebiete Thalstufen und Stromschnellen ab:

Das alte höhere Delta lehnt sich an an die Oeffnung der meistens ungangbaren schauerlichen Muottaschlucht, welche hier die *Gibel-Axensteinfalte* durchschneidet. Im unteren Theile der Schlucht ist das Gefälle schon ziemlich ausgeglichen, im oberen bildet die *Muotta* eine Stromschnelle mit Wasserfällen in Erosionskesselfurchen eingengt. Wo wir aufwärts aus dem harten Schrattenkalk hinaustreten, kommen wir auf den Thalboden des eigentlichen *Muottathales*. Derselbe liegt unten 540 m. über Meer und erstreckt sich dann bis hinter Dorf *Muottathal* auf 630 m. oder bis unter *Dürrenboden* im *Bisithal* mit 800 m. in ziemlich allmäliger Steigung. Von 800 bis auf 1150 m. hinauf folgt Stromschnelle, von 1150 bis 1200 m. eine zweite Thalstufe. Diese letztere ist auch in den Seitenthälern (*Lipptisbühl-Grund*, *Utenberg-Stoss*, *Frutt*, *Gutenthalboden* etc.) ausgebildet. Nach einer abermaligen Stromschnelle folgen die Reste eines höheren dritten Thalbodens von 1350 bis 1500 m. Meerhöhe. Derselbe ist als Thalboden im *Rätschthal* und seinem nördlichen parallelen Nachbar als ausgezeichnete Terrasse in *Mittewald-Bödmern*, in der *Waldalp* im *Bisithal*, dann in *Wängi* und *Frohnthal* wieder als Thalstufe ausgebildet. Eine höhere Flachstufe von 1800 bis 2000 m. ist in weiter Ausdehnung zu verfolgen. Ihr gehören die grössten Alpterrassen an (*Galtenebnet*, *Glattenalp*, *Karrenalp*, *Alplen*, *Seenalp*, *Kinzeralp*). Diesem Niveau gehören auch einige der flachen Boden zwischen den Hörnern der Axenkette an (*Lidernenalp*, *Spicellaualp*), die dereinst wahrscheinlich ihren

Abfluss nach dem *Muottathale* fanden. Die oberen Thalstufen sind mit den tieferen in der Regel bei den Hauptbächen wie bei Nebenbächen durch tief eingesägte Erosionskesselschluchten verbunden.

Die Berge haben hier überall den ächten Kalkgebirgscharakter. Schroffe Wände wechseln ab mit saftigen Vegetationsbändern. Weite Karrenflächen sind in ausgezeichneter Ausbildung auf den Höhen zu treffen, ja die Karren des *Muottathalgebietes* gehören zu den ausgeprägtesten der Alpen. Besonders zu erwähnen sind die Karren der *Silberalp* (Schrattenkalk und Seewerkalk), des *Stollen* und der *Karren-* und *Glattenalp* (Malm). Die ausgedehnte Fläche des *Bödmerwaldes* ist ein mit herrlichem Wald überwachsenes, wildes Karrenfeld aus alter Zeit. Man rühmt die Feinjährigkeit des hier — offenbar sehr langsam — wachsenden Holzes. Typische Karrenflächen finden sich im Malmkalk rings der *Schächenthaler-Windgällengruppe*, ferner im Schrattenkalk am *Achselberg* bis an die *Lidernen*.

Oben in den Karren versickert massenhaft Schmelzwasser und Regen, ohne frei abfliessen zu können, unten im Thalgrunde aber erscheinen, stets da, wo ein durchlässiger splittriger Kalkzug in möglichst tiefem Niveau vom Thale angeschnitten wird, grosse, starke, im Ertrag meistens wechselvolle, zum Theil auch blos periodische Quellen. Das *Muottathal* ist sehr reich an solchen und zeigt ihre gesetzmässige Anordnung:

Die karrenbedeckte Malmmasse östlich des *Bisithales* wirkt als Wassersammler. Die Quellen erscheinen dann in grosser Zahl und Stärke am Grunde des Malm über Lias oder Dogger an dem steilen Absturz in dem *Bisithal* hintergrund. Einige der bedeutendsten sind in unserer Karte eingetragen.

Andere zahlreiche Quellen bilden sich durch Versickerung im Schrattenkalk. Sie brechen dann auf dem Neocom hervor. Hierher gehören die grossen Quellen am Gehängefuss der *Fallenfluh* und des *Stossberges*.

Eine besonders gewaltige dieser Quellen bricht über dem Neocom aus der Schrattenkalkmulde hervor, welche als Verlängerung der *Furkelentpassmulde* vom *Muottathale* gegenüber *Ried* angeschnitten wird. Die Mulde ist wie ein Thal für die unterirdischen Wasser. Oben in der Thalmulde hinter *Stoss* finden sich eine Menge von Versickerungstrichtern, welche das Ober-

flächenwasser am oberflächlichen Abfliessen hindern und dieser Quelle zuweisen. Es sind dies Verhältnisse, welche ganz an die Quellen im Juragebirge erinnern. Gegenüber treffen wir bei *Ried* ebenfalls eine starke Quelle, die von N O aus der gleichen Schrattenkalkmulde in ihrer Fortsetzung hervorströmt.

Am Wege zwischen *Zingel* und *Grund* am Abhang des *Wasserberges* findet sich eine Prachtquelle, die auf Neocom heraustritt. Und solche gibt es hier noch viele.

Der orographische Ausläufer der *Silbernmasse* in den Winkel zwischen *Pragelthal* und *Bisithal* bildet ein kleines secundäres Schrattenkalkgewölbe, das auch jenseits bei *Furggelen* am Fuss des *Wasserberges* sich fortsetzt. Im Kern dieses Gewölbes rechts der *Bisimuotta* erscheint eine grossartige Quelle, wohl der Auslauf des meisten Versickerungswassers im *Bödmerenwaldgebiete*. Am 17. Juli 1882 mass ich den Ertrag dieser sogenannten *Sägebalmquelle* auf etwa 50,000 Minutenliter.

Auf der Nordseite des gleichen Vorsprunges treffen wir im Streichen des Gault, der hier wie die übrigen Kreideschichten 60 bis 80° steil nach N N W einfällt, eine tiefe sonderbare Schluchtrinne ausgewaschen. Ihre Wände sind mit Moos dicht bewachsen. Eine Naturbrücke aus einem Schrattenkalkblock hat sich darübergerlegt. Zu Hochwasserzeiten erscheint hier eine gewaltige Ueberschluckquelle aus dem von Schrattenkalk gebildeten Hintergrund der Rinne, die wohl dem Regime der eben genannten, etwa 40 m. tiefer liegenden *Sägebalmquelle* zuzuzählen ist. Ein kräftiger kalter Luftzug weht aus dem Quelloch uns entgegen. Im October 1888 drangen einige Herren hier in ein Höhlengangsystem ein und empfanden, nachdem sie über 2½ Stunden lang vorgedrungen waren, stets noch den entgegenkommenden Luftzug. Das ganze Höhlengebiet gehört dem Schrattenkalk an und mag sich gegen die Karren des *Bödmerenwaldes* hinaufziehen.

Die erratischen Bildungen sind im *Muottathalgebiet* im Ganzen wenig auffallend — um so weniger, als die erratischen Blöcke sich nirgends weit von den Gesteinen der Nähe unterscheiden und oft von jüngeren Schutthalden und Schuttkegeln wieder bedeckt sind.

Hinter der *Zwingsbrugg* und deutlicher noch bei *Vorder-Mettlen* (*Seeboden*) im *Bisithal* liegt ein grobblockiger Schutthaufe als Querwall im Thale.

Er besteht zum grösseren Theil aus Neocomblöcken. Ich war im Zweifel, ob es sich da um einen Bergsturzzest oder eine Moräne handle, und hielt schliesslich das letztere für wahrscheinlich, weil die Gehänge beiderseits, die hierher einen Bergsturz hätten liefern können, weit mehr aus Schrattenkalk als aus Neocom bestehen. Nicht völlig 2 km. hinter *Schwarzenbach* im *Bisithal* traf ich wiederum auf einen Moränenrest.

Recht deutlich ist der Endmoränenwall, der unter *Liptisbühl* durchsetzt und die Veranlassung zu dieser Ansiedlung eines Sennendorfes gegeben hat. Von dem Gletscherarm, der einst von der *Seenalp* hier in das *Kinzigthal* hinabstieg, sind die beiden Seitenmoränen gut erhalten. Der kleine See der *Seenalp* ist Moränensee.

Noch hie und da trifft man erratischen Schutt oder auch Rundhöcker mit karrig verwitterter Oberfläche. Im Ganzen aber ist die erratische Erscheinung hier nicht der Art ausgebildet, dass sie im landschaftlichen Gepräge mitsprechen würde.

Die höheren Regionen sind reich an Schutthalden (vergl. Karte). Auf grösseren und steilen Schuttkegeln steht der ältere Theil des Dorfes mit der Kirche *Muottathal*.

Im Winter 1879 ist Nachts 10 Uhr ein Felsbruch vom *Gibel* über die Muottathalerstrasse hinab bis in die Muottaschlucht gegangen und hat etwa 80 Klafter Holz zersplittert.

Die Reste eines ähnlichen grösseren Felssturzes aus unbekannter Zeit liegen westlich neben dem Weiler *Bühl* am Fusse der *Fallenfluh*. Einige kleine Flyschrutschungen habe ich oberhalb *Illgau* getroffen.

Nehmen wir gleich die *Klingenstockkette* mit hinzu, so bleibt noch zu erwähnen:

Am Grate des *Klingenstockes* gleich westlich von dessen Gipfel findet sich ein Felssturz vom Grate ab in Vorbereitung. Vor etwa 50 Jahren soll hier zuerst der den äussersten Grattheil abtrennende Riss entstanden und in den letzten 15 Jahren sich um etwa 1 m. erweitert haben. Unter der getrennten noch anklebenden Gratecke, welche *der faule Thurm* heisst, folgt eine tiefe Furche, eine Art Steinschlagrinne oder Lauinenzug, welche erst

gerade hinab in's *Riemenstalderthal*, dann mit einer leichten Biegung rechts direct gegen die Kirche des Dörfchens sich richtet. Das wird dereinst die Bahn der stürzenden Masse sein. Der *faule Thurm* hält desshalb noch verhältnissmässig fest, weil der Riss treppenförmig ist und die Schichten nach dem festen Bergrücken hin einfallen.

Am oberen Schrattenkalk des *Frohnalpstockes* hoch über *Sissikon* hängt ein losgetrenntes Stück, *der weisse Nollen*, hinaus. In Zeit von 20 Jahren soll sich die Kluft, die es vom zusammenhängenden Fels trennt, um 2 m. erweitert haben. Ein Absturz müsste für die Gotthardbahn und vielleicht auch noch für das Dorf *Sissikon* gefährlich werden.

Im Allgemeinen ist das *Muottathal* in seinen Naturerscheinungen ein recht friedlich Thal. Wildbäche von Bedeutung sind wenige da (beiderseits der Kirche, *Mettelbach* und *Rambach*). Der Geschiebetransport der Muotta selbst ist sehr mässig. Es hängt dies wohl damit zusammen, dass viel Wasser versiegt und als Quelle frei von Geschieben und im Abfluss mehr oder weniger ausgeglichen wieder erscheint, und dass besonders rutschungsgefährliches Terrain oder ganz junge tiefe Thaleinschnitte fast nicht vorhanden sind. So hat denn das Thal von seinen saftigen Matten seinen richtigen Namen erhalten.

II. Das obere Reussgebiet.

Ein gewaltiges, tiefgeschnittenes Querthal greift von der horizontalen Molasse durch die dislocirte Molasse, die Eocänzonen, Kreide- und Jurakämme, durch das Aarmassiv die Urserenmulde hinauf bis in's Gotthardmassiv. Der *Gotthardpass* selbst war aber ursprünglich keine Wasserscheide, er ist kein Scheidekamm, sondern ein altes abgestorbenes Thalbodenstück. Ursprünglich griff unser Querthal offenbar noch weiter südlich, bis ihm von einem Thal des Südabhanges der Alpen später sein Oberlauf abgeschnitten und abgelenkt worden ist.

Ich trete hier nicht ein auf die ausgezeichnete Ausbildung der alten Thalbodensysteme, wie sie sich in den Terrassen und Thalstufen, ihrer gesetzmässigen Höhe, ihrer Unabhängigkeit vom Gesteinsuntergrunde etc. hier ausspricht, sondern verweise auf die bezüglichen Publicationen (Nr. 83 und

79). Ich habe nur noch eines hinzuzusetzen, betreffend die Thalgrundgestaltung unter der Wasserfläche des *Vierwaldstättersee*.

Seitdem ich die Gestalt des Untergrundes im *Urnersee* vermessend festgestellt habe, sind die genauen Vermessungen durch die Ingenieure des eidgen. topogr. Bureau erfolgt. Dieselben geben ein Bild des ganzen Seegrundes im Massstab 1 : 25,000 mit Horizontalcurven von 10 zu 10 m. Auf Taf. III habe ich einen Auszug dieser Messungen gegeben.

Forcl hat stets darauf hingewiesen, dass die vollkommen flachen Boden der tiefsten Seeegründe durch allmäligen Absatz des feinsten Schlammes ausgeebnet worden seien. Der *Vierwaldstättersee* gibt uns dafür einen neuen schönen Beweis. Im *Urnersee* hat der Seeboden thalauswärts eine flache Böschung. Seine grösste Tiefe ist genau 200 m. (ich hatte früher 203 m. gefunden). Gegen das Muottadelta hin steigt er wieder an. Das letztere bildet schon eine Barriere der Art, dass die grösste Tiefe gegenüber der Muottamündung bei *Treib* nur noch 92 m. beträgt.

Eine zweite Barriere geht weiter thalabwärts zwischen den Localitäten *Kindlimord* und *Schwybbogen* als gewaltiger schmaler geradliniger Moränenwall unterseeisch quer durch den See. Der höchste Gipfel dieses Walles hat nur 50 m. Wassertiefe (auf Taf. III ist irrthümlich dieser Punkt in blauer Zahl mit 337 m. statt 387 m. bezeichnet).

Thalauswärts folgt das Seebecken zwischen *Beckenried* und *Gersau* mit 214 m. grösster und in ausgedehnter Fläche 200 m. Tiefe. Dieser Boden ist offenbar die Fortsetzung des *Urnerseebodens*. Weiter folgt abermals eine bogenförmige Endmoräne hinter den *Nasen*.

Das Zwischenstück zwischen Muottadeltabarriere und der Moränenbarriere bei *Schwybbogen-Kindlimord* hat auch einen völlig flachen Thalboden; es gehört auch dem Thalweg an, welcher dereinst vom *Urnersee* nach dem tiefsten Becken unterhalb führte. Allein statt über 200 m. ist es bloß noch 124 m. tief! Es ist nicht schwer, den Grund dafür zu errathen. Das schlammige Sommerwasser der *Muotta* sinkt unter das Seewasser hinab, wie dies bei den in unsere See'n mündenden schlammigen Flüssen die Regel ist. Es verbreitet sich da unten in einer Schicht und klärt sich allmähig. Es kann aber nicht über die Moränenbarriere hinauskommen. So geschieht es, dass die

gesamnte Schlammgrunderhöhung durch die Muotta concentrirt bleibt auf das kurze Seebeckenstück zwischen der Muottagrobgeschiebebarriere und der ersten unterhalb folgenden Moräne. Der *Reuss*-schlamm lagert sich fast ganz nur im *Urnersee*becken ab, der Muottaschlamm nur im zweiten Becken, das dritte Becken wird nur von der *Engelberger-Aa* und einigen Bächen bedient und ist desshalb in der Auffüllung am weitesten zurückgeblieben. Hier also treffen wir eine unterseeische ungleiche Auffüllung verschiedener Thalstücke.

Zur Erklärung für die auffallende Ebenheit dieser Schlammgründe braucht man wahrlich nicht die „*Seiches*“-Bewegungen zu Hülfe zu nehmen. Das schlammige Wasser wird stets bis zu einem bestimmten Niveau sich unter dem klareren Seewasser ausbreiten. Ueber dem tieferen Punkte liegt stets eine dickere Schicht Schlammwasser. Dieselbe wird eine proportional stärkere Auffüllung ergeben, und so muss schliesslich der Seegrund der Ebenheit sich stets mehr annähern.

Was uns die Seegrundvermessung hier kennen gelehrt hat, das ist: 1) Die Nichtspaltenform der Seegründe und ihre relativ geringe Tiefe; 2) die unterseeischen Moränen und Delta; 3) die Bildung der flachen Seebodenstücke durch Schlammauffüllung.

Die erratische Bildung des *Reussthales* wäre wohl einer besonderen Monographie werth. Von unten thalaufwärts vorschreitend notire ich Folgendes:

Auf der 700 bis 800 m. über Meer gelegenen herrlichen Terrasse von *Morschach*, die sich fortsetzt nach *Tannenfluh*, nach dem *grossen Axen* hoch über der *Tellenplatte* und endlich sich sehr ausgeprägt gegenüber in *Sonnenberg-Seelisberg* wiederholt, treffen wir in ungeheurer Zahl erratische Blöcke, besonders Protogine aus dem oberen Reussthal, Region des Aarmassives. Die Blöcke liegen meistens dem unterliegenden Kreidefels ziemlich unmittelbar auf, grössere Moränenhaufen sah ich hier nirgends. Ueber der ersten scharfen Strassenecke südlich der *Tellsplatte* ist noch ein guter Gletscherschliff am Exogyramergel des Neocom zu sehen. Er wurde beim Bau der *Axenstrasse* von einer schützenden Moränenverkleidung entblösst.

Die Terrassen des *Schattdorferberges*, *Kirchberge* und *Bristnerberg* weisen ebenfalls enorme erratische Protoginblöcke auf.

Ueberall im Kalkgebirge sind die Rundhöcker und Gletscherschliffe der Diluvialzeit weggewittert, falls nicht eine Schuttbedeckung sie bis vor kurzer Zeit schützte. Sobald wir bei *Erstfeld* wenigstens mit den unteren Theilen der Gehänge in das Gneissgebirge eintreten, beginnt auch die Rundhöckerlandschaft. Auch hier sind stets die Höcker auf der thalaufwärts gelegenen Seite gut gerundet, thalabwärts aber von kantigen Bruchgestalten.

Der Bau der Gotthardbahn hat an manchen Stellen grössere Moränenmassen entblösst. Zwischen der grossen Reussbrücke oberhalb *Amstäg* und dem *Bristenlauitunnel* erschien im Tunnelvoreinschnitt ein grosser tiefer Erosionskessel eines ehemaligen Bachlaufes mit Moränenmaterial gefüllt. Bei *Inschi* zeigte sich ein alter Reusslauf vom jetzigen tieferen getrennt und mit Moräne gänzlich zugefüllt. Die Moräne muss hier den Fluss aus seinem alten Bett verdrängt und auf eine neue Linie gewiesen haben. Die tiefe Reusschlucht unter der Strasse und der Bahn zwischen *Inschi* und *Ried* muss sich somit grösstentheils erst seit der Eiszeit ausgerieben haben. Die Felsköpfe, zwischen welchen sie sich eingeschnitten hat, sind zum Theil mit schönen Gletscherschliffflächen bedeckt. Sehr bedeutende Moränenmassen liegen an der Strasse aufwärts von *Meitschlingen*, besonders am Ausgang des *Fellithales*.

In der Umgebung von *Wasen* haben die Bahneinschnitte vielfach sehr schöne, spiegelglatte Gletscherschliffe auf der Oberfläche des Protogines entblösst. Die aufliegenden Moränen sind wenig mächtig. Es ist, als ob in diesem engen Thale eben nur wenig unausgefügt liegen bleiben konnte oder das von der Eiszeit Gebiebene nachträglich zum grossen Theil wieder abgespült worden wäre. Erratische Schuttmassen, so gewaltig wie im Wallis oder in den Rheinthälern, finden sich hier nicht.

Die so ausgezeichnet gestuften Seitenthäler von *Felli* und *Etzli* weisen auch einige schöne alte Endmoränen auf. Im *Etzlithal* liegt eine solche nahe unterhalb *Müllersmatt*.

Im südlichen Theil des Bodens von *Müllersmatt* im *Etzlithal* finden sich zwei prachtvolle Quellen von etwa 10,000 Minutenliter. Der Boden ist in der Umgebung wohl 1 m. dick mit Moostorf bedeckt.

Die Moränen nördlich von *Mutsch* oder *Piz Ner* gegen *Müllersmatt*, aus dem Jahre 1818 stammend und aus Amphiboliten und Sericitgneissen gebildet,

gehören zu den gewaltigsten, die ich je gesehen habe. Sie erreichen mit ihrem scharfen Kamme wohl 60 bis 80 m. über der Sohle. An der Aussen-seite sind sie mit Saxifragen etc. bewachsen, an der Innenseite noch ganz kahl.

Die Thalstufe zwischen *Rhona* und *Waldi* im *Fellithal* scheint ganz nur durch Blockmaterial alter Moränen gestaut, aber nicht in den Ausspülungen im Felsgrunde bedingt zu sein. Bei den Hütten von *Obermatt* ist ein zweiter und oben am Fusse des *Federstockes* ein dritter Querwall.

Der Moränen des *Maderanerthales* und *Brunnithales*, seiner ausgezeichneten Rundhöcker und Schiffe bei *Bristen*, am *Golzerberg*, an den Felsköpfen des *Hüfigletschers* habe ich bei früherer Gelegenheit gedacht. Der *Hüfigletscher* ist jetzt wohl noch stark 1 km. weiter zurückgeschmolzen, als ihn unsere Karte darstellt. Er steht jetzt mit seinem Ende fast $1\frac{1}{2}$ km. hinter dem Maximalstande von 1820 oder 1855 zurück. Wilde, ungangbare Felschluchten und Felsköpfe sind an seinem Ende zum Vorschein gekommen. Herrliche Gletscherschliffe bedecken die linksseitige Rippe aus anstehendem Dogger. Wo ich 1872 die Eisgeschwindigkeiten gemessen habe (79, S. 256), ist jetzt längst kein Eis mehr.

Bergstürze aus dem Reussthalgebiete unseres Kartenblattes sind aus alter Zeit zahlreich zu nennen. Ich habe viele derselben schon in (79) besprochen. Dazu kommen noch eine Anzahl neuer Bergstürze. Ich erwähne:

Felsschlipf südlich *Sissikon* voriges Jahrhundert.

Im *Gruonbachthal* fand 1880 bei schönstem Wetter, gleich hinter den Hütten von *Rüteli*, ein ziemlich grosser Bergbruch statt. Derselbe hat den Charakter halb eines Felssturzes, halb eines Muhrganges und betrifft vorherrschend Malmkalk. Er hat ein bedeutendes Stück Wald zerstört und einige spätere Muhrgänge des *Gruonbaches* zur Folge gehabt. Kleinere Felsbrüche aus dem *Bannwald* ob *Altdorf* häufig, z. B. 1846, 1881, 1885 und November 1886 (142).

Im *Schächenthal*: Felsbruch gegenüber *Spiringen* von den *Spitzen* herab, 29. Mai 1887, Abends halb 4 Uhr. Es wurden 2 Häuser und 6 Menschen verschüttet. Graue Staubwolke verbreitete sich bis *Bürglen*, *Schatt-dorf* und über das *Reussthal*. Abgestürzte Masse circa eine halbe Million m³. Ablagerungsgebiet im Thale 4—5 Hektaren. Schaden 73,750 Fr.

Langsame Rutschungen unterhalb Dorf *Spiringen*, stetsfort das Dorf bedrohend.

Alte Stürze und Schlipfe bei *Görtschwyl*.

Felssturz 1848 bei *Schwanden* hinter *Unterschächen*.

Im Hauptthal der *Reuss*: Felssturz bei *Belmeten*. Felssturz im *Evithal* 1874.

Im *Maderanerthal*gebiet: Felssturz bei *Rinderbühl*, Ausgang *Brunnithal*; Felssturz bei *Balmewald*.

Unter den Hütten der *Weitenalp* (*Etzlithal*) fand im Jahr 1870 ein Felsbruch von Gneiss gegen das *Etzlithal* hinab statt. Das Gestein desselben ist ein heller flasriger, oft fast sandig klastisch aussehender Gneiss.

Im Frühling 1879 fand im *Fellithal* vom *Mattenberg* gegen die *Pörtlialp* (Seitenthal des *Fellithales*) ein grosser Felssturz statt. Die Blöcke, Granit und Protogin, sind alle scharfkantig und von ungeheuren Dimensionen.

Aelterer bedeutender Granitfelsbruch vom *Federstock* oberhalb *Obermatt* in's Thal gehend.

Die obere Thalstufe des *Fellithales* von *Obermatt* hinauf ist durch Lawinen sehr stark mit Felschutt vergandet worden, während sie noch zu Anfang dieses Jahrhunderts gute Weidegründe aufwies.

B. Linthgebiet.

Das Querthal der *Linth* unterscheidet sich von demjenigen der *Reuss* hauptsächlich dadurch, dass es oben von scharfen Wasserscheidekämmen begrenzt ist und auch in sehr alter Zeit in seinen Vorfahren niemals bedeutend weiter südlich gegriffen hat. Mit letzterem mag zusammenhängen, dass die miocäne Nagelfluh in den Umgebungen der Linthlinie vorherrschend Kalknagelfluh ist, welcher die krystallinischen Silicatgerölle der inneren oder gar der südlichen Alpen fehlen. Pässe, die abgestutzte Hauptthalstücke sind wie der *Gotthard*, *Bernina*, *Maloja*, *Kunkelspass* etc., finden sich keine in der Umgrenzung des alpinen Linthgebietes.

Ich lasse hier eine Darstellung der ausgeprägten Terrassirung und Thalstufung des *Linthgebietes* bei Seite, indem ich verweise auf Nr. (79) des Literaturverzeichnisses. Ebenso übergehe ich eine Aufzählung und Beschreibung der Erratica. Die deutlichsten Moränen und die auffallendsten Blockablagerungen sind in der Karte eingetragen. Sie bieten nichts Besonderes. Die bemerkenswerthesten und einer näheren Untersuchung noch harrenden inneralpinen Erratica liegen in mächtigen Haufen ausserhalb unseres Kartenblattes zwischen *Mitlödi* und *Glarus*.

Ein grosses Ereigniss war der Bergsturz von *Elm* am 11. IX. 1881. Der *Plattenbergkopf* am *Tschingelberg*, etwa 600 m. über *Elm* gelegen, hatte sich durch eine grosse bogenförmige Spalte abgelöst. Nachdem zwei kleinere Felsstürze ihn an den Flanken frei gemacht hatten, stürzte, wenige Minuten nachher, die ganze Masse, circa 10,000,000 m³ gross, zur Tiefe. Die Bewegung war erst ein Fallen, dann, abgewiesen durch eine Terrasse, ein Flug durch die Luft; hernach, sobald die Trümmermasse den Boden wieder erreicht hatte, brandete sie an dem schief entgegenstehenden Abhang hinan und fuhr dann als niedriger Trümmerstrom gegen links abgelenkt, dem Boden entlang über den flachen Thalboden noch 1½ km. weit hinaus. Die Lagerung des stehenden Trümmerstromes bot ein ausgezeichnetes Bild von Fluidalstructur im Grossen, indem Blockstreifen und aufgeschürfter Ackergrund sich in Schlieren geordnet hatten, während die gehäuften grossen Blöcke ohne Erde im mittleren Stromstrich blieben. Ein Wall ausgeschürften alten Schuttgrundes umgrenzte den ganzen Strom. In der Front des letzteren fand man die Gegenstände ausgeschürft wieder, welche 1 km. weiter thaleinwärts überschüttet worden waren.

Das Bild ist jetzt durch die künstliche Urbarisirung wesentlich verwischt worden. Man ahnt kaum mehr das ursprüngliche Aussehen.

Näheres findet sich in den Nummern 100, 108, 109, 110, 112, 113 und 114 des Literaturverzeichnisses.

Alte Bergstürze sind häufig (*Teufelsfriedhof* im *Urnerbodenthal*, Nordseite des *Saasberg*, *Untersandalp* etc. etc.). Diesem Jahrhundert gehört der kleine Felssturz an, der das alte *Wichlenbad* in der *Wichlenalp* hinter *Elm* verschüttet hat.

C. Das Rheingebiet.

I. Das Vorderrheingebiet oberhalb Ilanz.

Im Gegensatz zum Linthgebiet ist beim Rheingebiet die Abgrenzung durch die heutigen Wasserscheiden eine vielfach andere als früher, die Umrandung mit Kämmen keine geschlossene. Mancher jetzige Flusslauf geht einen Weg, der aus einzelnen Stücken ursprünglich getrennter verschiedener Thäler zusammengesetzt ist, und manches einzelne Thalstück ist als Thaltorso herausgeschnitten und eliminirt worden (*Taminathal*, *Lenzerhaide* etc.). Im Vorderrheingebiet oberhalb *Ilanz*, mit welchem wir uns zunächst beschäftigen wollen, ist die Wasserscheide kein geschlossener Kamm. Wir treffen auf alte Kampfplätze der Thalgebiete, bei denen, wie es die Regel ist, die Thäler des Südabhangs der Alpen mit ihren steilen Gefällen den Sieg errungen und Oberlaufstücke des ehemaligen Rheingebietes an sich gerissen haben, am *Lukmanier* und *Passo del Uomo*, sowie auf der *Greina* gegen *Camadra* und noch mehr gegen *Motterasco*. Ein Gebiet schwankender streitiger Wasserscheide zwischen *Reuss* und *Rhein* war wohl seit noch längerer Zeit der *Oberalppass*. Am *Lukmanier* und im *Greinagebiete* hat das Rheingebiet unrettbar bedeutende Stücke verloren. An letzterer Stelle geschah dies schon in einer früheren Periode der Erosionsgeschichte (Abschnitt des Thalbodens von 2200 bis 2400 m. Meerhöhe) als am *Lukmanier*, wo ein Thalboden von 1800 bis 1900 m. durchschnitten wurde. An den Amputationsstellen hörte die weitere Ausspülung Mangels eines kräftigen Flusses auf, der oberste Thalboden blieb seither fast unverändert stehen. *Val Scaradraging*, nach den Niveaux seiner oberen Terrassen und Thalstufen zu schliessen, ursprünglich über *Motterasco* und *Greina* in's *Val Somvix*, und *Val Carasina*, dieses sonderbare Gesimse am Westabfall des *Rheinwaldhornes*, ist ein weiter ausgetieferter Flankenrest eines Thales, welches östlich des *Sosto* durch *Camadra* nach der *Greina* und *Val Somvix* ging und dessen Wasserscheide früher noch weiter südlich reichte. *Val Carasina* ist zugleich ein *Thaltorso*, dessen Oberlauf durch *Val Soja* abgeschnitten ist. Der Sattel, welcher den *Monte Sosto* östlich isolirt, ist ein kleiner flussloser *Thaltorso* des ehemaligen *Val Carassina*.

Solche Vorgänge wiederholten sich hundertfältig an verschiedenen Stellen der Alpen.

Im oberen Vorderrheingebiete sind über dem Hauptthalboden von *Ilanz-Trons* (700 bis 900 m.) besonders die Thalstufen von 1300 bis 1500 m., von 1800 bis 1900 und 2200 bis 2400 m. deutlich ausgebildet. Es gehören hierher:

Thalbodensystem 1300 bis 1500 m.:

Thalboden der *Alp Panix*.

Terrassen von *Obersaxen* und *Brigels*.

Boden der *Puntaiglasalp*.

Terrassen von *Murtes* etc.

Val Rusein, unterer Theil (Querthal im Protogin).

Thalboden und Dörferterrassen des *Tavetsch* (*Acletta*, *Segnes*, *Mompè Tuietsch*, *Sedrun*, *Camischolas*, *Rueras*).

Unterer Thalboden von *Medels* (*Acla* bis *Curaglia*).

Thalboden des *Val Somvix*, reich an schönen Quellen am Fusse der Schutthalden, am unteren Ende der Stufe die Mineralquelle des *Tenigerbades* aus Röthidolomit.

Terrassen und Thalboden im *Val Lugnetz* (*Villa*, *Vigens*, *Lumbrein*, *Silgin*, *Surrhin*, *Vrin*, *Cons Jusepp*).

Thalboden des *Peterstales* (*Vals*).

Thalbodensystem 1800 bis 1900 und 2000 m.:

Thalboden von *Val Frisal*.

Thalboden von *Ober-Ruscinthal*, *Val Cavrein* etc.

Terrassen von *Caischavedra* ob *Segnes* (bei Disentis) etc.

Thalboden von *Val Strim*.

Thalboden von *Val Cornera*.

Thalboden von *Alp* und *Val Nalps*.

Thalboden von *Lukmanier* (*Alp Scheggia* bis Passhöhe).

Thalboden von *Alp Plattas sura*.

Thalboden von *Viglotz* in *Val Lavaz*.

Terrasse von *Alp Naustgel*.

Thalboden unter *Alp Grein*.

Thalboden unter *Alp Cavel*.

Thalboden der *Alp Disrut*.

Thalboden hinter *Zervreila*.

Thalboden der *Fanella-Alp*.

Thalbodensystem 2200 bis 2400 m.:

Terrassen am *Panixerpass* in *Fluaz*, *Urschen* und am *Kistenpass*.

Thalboden des *Tumbigletscher*.

Thalboden des *Puntaiglasgletscher*.

Thalboden des *Val Gliems*.

Thalboden von *Val Maigels*, Thalboden von *Lai d. Siarra*.

Thalboden von *Val Cadlimo*.

Thalboden von *Passo del Uomo*.

Thalboden von *Lagez* und *Lago Retico*.

Auch hier beobachten wir wiederum die früher (79) aufgestellten Gesetze: Unabhängigkeit im Niveau der Thalstufen und Terrassen vom Gestein und seiner Lagerung und von der tektonischen Zone, Abhängigkeit aber vom zugehörigen Flusssysteme.

Das *Val Maigels* bietet ein hübsches kleines Beispiel für Ablenkung eines Flusses. Der Bach von *Val Maigels* floss ursprünglich ungestört von S nach N und mündete bei *Milez* in den von der *Oberalp* kommenden Bach. Ein Seitenthal des *Val Cornera* durchschnitt den *Ravetschagrat* und trennte dessen nördlichstes Ende, den *Piz Cavradi*, ab. Stets tiefer wurde der Pass, bis er das Niveau des *Val Maigels* erreichte. Weil nach dem tieferen *Val Cornera* grösseres Gefälle war, wurde nun der *Maigelsbach* in rechtem Winkel östlich nach *Val Cornera* abgelenkt und die alte Fortsetzung des *Maigels-Thales* kam in Stagnation. Wie so oft, so hat auch hier das stagnirende Thalstück See'n.

Ausser den oben genannten Thalbodensystemen gibt es noch eine Anzahl schwächer ausgebildeter Zwischenstufen. Vielfach sind die Uebergänge eines grossen gesetzmässigen Thalbodensystemes zu einem zweiten tieferen durch eine grosse Anzahl unregelmässiger, aber sehr schön ausgebildeter Zwischenterrassen vermittelt. Wo Schuttkegel in die alten Thalböden hinauswuchsen, sind auch sie zum Theil wieder terrassenförmig abgespült worden.

Erosionsterrassen in Fels, Accumulationsterrassen und Erosionsterrassen in Schutt kommen neben einander vor — oft bedingt durch die grossen Perioden in der Thalbildung, oft blos durch locale Zwischenfälle. Ich erwähne noch einige bezügliche Einzelheiten:

Die Dörfer des *Tavetsch*, wie *Sedrun* etc., stehen auf mächtigen Schuttkegeln, welche auf einem höheren Felsthalboden aufliegen. Der *Rhein* hat sich seither durch den Schutt und dann noch wohl 60 m. tief in den Fels eingeschnitten, so dass unter der Schuttkegelstirn dann ein Felsabsturz folgt.

Eine ausgezeichnete Terrassenlandschaft finden wir einerseits oberhalb der Felskluse von *Medels* in der Umgebung von *Curaglia*. Ihre Ausbildung hängt zusammen mit dem allmäligen Durchschneiden dieser letzteren. Alte Accumulationsterrassen sind hier wieder angeschnitten. Der Weiler ob *Curaglia* zusammen mit dem Oertchen *Biscuolm* und *Mutschenengia* bilden in ihrem Boden ein herrliches altes Thalbodensystem. Auf einer tieferen Terrasse liegt *Curaglia* und die Gehänge unter *Curaglia* sind ebenfalls wieder in schönster Weise terrassirt.

Curaglia selbst liegt auf einem alten Schuttkegel. Der Bach, der denselben gebildet hat, hat sich wieder tief in den Schuttkegel und noch in den unterliegenden Bündnerschiefer eingeschnitten — offenbar in Folge der tieferen Ausbildung der *Medelerschlucht*. Auch die Perioden dieses Einschnittes sind durch secundäre Erosionsterrassen, ausgespült im alten Schuttkegelmaterial, ausgezeichnet.

Andererseits ist das Zusammenflussgebiet von *Vorderrhein* und *Mittlerhein* wiederum eine herrliche Terrassenlandschaft. In der Tiefe die ausgeprägtesten Accumulationsterrassen, in der Höhe Erosionsterrassen im Fels bis hoch hinauf an den Berggehängen, alle mit gleichmässigem Gefälle thalauswärts. Man müsste angesichts solcher Landschaften blind sein, wenn man die ganz überwältigende Arbeit des Wassers bei der Thalbildung verkennen wollte.

Unterhalb des Zusammenflusses von *Vorderrhein* und *Mittlerhein* sehen wir die schon von *Escher* erwähnten alten Baumstämme, 21 an Zahl, 60 cm. circa im Durchmesser und über 1 m. aus dem jetzigen Rheinwasser hervorragend. Leider sind sie beim jetzigen Rheinstande nicht zugänglich. Sie

scheinen aber aus einer alten Kieslage entblösst zu sein und wirklich einem Waldgrunde anzugehören, der älter ist, als die Aufschüttung des grossen Rheinschuttkegels von *Disentis*, welcher letzterer vielleicht dereinst durch den Bergsturz von *Flims* bedingt war.

Die Terrasse von *Obersaxen* (Felserosionsterrasse) hat ein schön gleichmässiges Gefälle thalauswärts. Ihr im oberen Theile sehr gut entsprechend ist linksseitig des Rheines die Terrasse von *Brigels*. Geht man von *Brigels* einige 100 m. gegen den Kistenpass und blickt von dort nach *Obersaxen*, so übersieht man vollständig den Einschnitt des Rheinthaales und glaubt einen grossen zusammenhängenden Thalboden vor sich zu haben, auf welchem die Dörfer *Brigels* und *Obersaxen* liegen. Im Einzelnen findet sich im Gebiete von *Obersaxen* stückweise noch manche untergeordnete Terrasse an den Abhängen, über wie unter dem Niveau der grossen Hauptterrasse. Die zahlreichen Weiler und Ortschaften stehen fast immer auf Terrassen. Wenn man bei günstiger Beleuchtung die Gehänge sieht, springt diese wundervolle, sanft thalauswärts geneigte Terrassirung von 1800 m. bis an den Rhein hinab in die Augen.

Im Vorderrheingebiete treffen wir auf eine grosse Anzahl sehr typischer und interessanter Wildbäche. Ich hebe in dieser Richtung folgende hervor:

Frisch im Nachreissen in den kaolinisirten Gneiss begriffen sind die entsetzlichen Schluchten des *Drum*, des Baches von *Sedrun*.

Unter der *Carvera* beginnen die Sammelgebiete der beiden Zwillingswildbäche von *Pardomat dado* (dem äusseren) und *dadens* (dem inneren). Man kann kaum typischere Modelle von kleinen Wildbächen mit ihren scharf geschnittenen verzweigten Schluchten und schmalen Kämmen dazwischen sehen. Oben trennt sie ein schneidiger Schuttgrat. Die regelmässigen Schuttkegel unten verwachsen miteinander. Unsere 1:100,000 Karte nicht nur, auch die Curvenkarte im 1:50,000 ist hier recht flau und charakterlos gezeichnet und gibt keine Ahnung von dem Wesen dieser Musterformen. Es sieht oft aus, als ob die Topographen aus Mangel an Verständniss sich gescheut hätten, den Curven der Karte die der Natur entsprechenden Ecken zu geben.

Zu den gefährlichsten Wildbächen gehört der *Zafragiabach* unterhalb *Trons*. Er hat oben ein weites, verzweigtes, an Steinschlagrinnen und Lawinenzügen reiches, sehr steiles Schluchtensystem. An einem Grat zwischen zwei Schluchten, hoch oben bei 2100 m., traf ich noch einen Fetzen einer alten Moräne aufklebend. Weiter unten wird die Schlucht vielfach ganz ungangbar. Frische Seitenabrisse entstehen alle paar Jahre, bevor die alten vernarbt sind. Der grossartige Schuttkegel drängt den Rhein an das linksseitige Thalgehänge hinüber. 1868 ist durch einen Muhrang (79, I, 311) ein grosser Theil des Dorfes *Zafragia* (*Rinkenberq*) zerstört worden. Die jetzt vom Bache angestrebte Schuttkegelböschung ist flacher geworden als die ehemalige, was wohl von vermehrter Wassermasse in Folge Ausdehnung des Sammelgebietes bergwärts herrühren muss. Im oberen Theile des Schuttkegels hat sich der *Zafragiabach* schon 5 m. tief eingeschnitten, im unteren Theile unterhalb des Dorfes baut er über den alten Schuttkegel einen neuen hinaus. Weiter thalwärts hat der *Rhein* einstmals durch Anreissen des *Zafragiaschuttkegels* ein Steilbord erzeugt, das jetzt bewachsen ist.

Ein grossartiges und sehr gefährliches Wildbach- und Rutschungsgebiet ist das *Lugnetz*. Der *Glennerfluss* ist in der ganzen tiefen Rinne hinter *Ilanz* in frischem Einschneiden begriffen. Am Fuss unten findet kein Dorf Raum und Schutz, die sämtlichen Dorfschaften liegen auf einem sehr schön ausgebildeten Systeme alter Terrassen, das mit ungefähr 1000 m. im unteren Theile beginnt und in's *Oberlugnetz* allmählig über 1300 bis 1500 m. ansteigt. Kein Wildbach des *Lugnetzerthales* kann einen Schuttkegel bilden, vielmehr nimmt der aus ihrer Vereinigung hervorgehende *Glenner* sofort alles Geschiebe auf. Der grosse Schuttkegel bei *Ilanz* ist der vereinigte Schuttkegel der *Lugnetzerwildbäche*. Wer recht charakteristische Wildbachsammelgebiete mit ihren nach oben sich verzweigenden, in fortschreitender Vertiefung begriffenen, zahlreiche seitliche Abrutschungen erzeugenden Schluchten sehen will, der steige durch das *Rieinertobel* oder das *Duvinertobel* auf den Grat des *Segninagebirges*. Unfern dem Dorfe *Riein* ist das ganze Gehänge in zusammenfliessender Bewegung nach den ausspülenden Schluchten begriffen. Häuser und Ställe, Eigenthumsgrenzen, Wege sind verstellt und verschoben worden.

Schlimm steht es ausserdem mit den Dorfterrassen links über dem Glenner. Die äusseren Ränder der Terrassen sind an vielen Orten in Bewegung. Abrutschungsrisse, Nachbrüche etc. sieht man massenhaft. Der Wald ist in Unordnung oder, um das Holz vom rutschenden Boden noch zu retten, vielfach noch abgeschlagen worden. Die Bewegung wird nicht nur an den Abhängen und den dortigen Culturen und Wegen, sondern sogar an Ställen, Häusern und in Dörfern gefühlt. Besonders stark ist sie von *Peiden* über *Pfeif*, *Igels* bis unter *Vigens*. Hier befördert die Lage der Schieferung und Schichtung, sowie der damit zusammenhängende Reichthum an Quellen die Abrutschung. Die Quellen erscheinen als Schichtquellen auf den Schichtflächen des Bündnerschiefers und haben vielerorts, z. B. ob *Vigens*, ausgedehnte Tuffe abgelagert. Manche Erratica und auch Bündnerschieferschutt werden durch die Ueberrindung mit Quelltuff oft noch vor frühzeitigem Abrutschen bewahrt, gewöhnlich aber die Bewegung durch die Durchnässung erleichtert. Das gegenüberliegende *Glennerbord* mit den bergeinwärts fallenden Schichten ist fester.

Das Gebiet des *Glenner* ist in seiner Austiefung in früherer Periode offenbar gegenüber dem oberen *Vorderrheinthal* aus irgend welchen Gründen in Rückstand geblieben, wohl kaum durch die feste Verrucano- und Röthidolomitbarriere an ihrem Ausgang? Mit dem Durchsägen der letzteren aber greift die Austiefung im hinterliegenden Bündnerschiefergebiete rasch weiter thalaufwärts. Der *Glenner* sucht jetzt in seinem unteren Laufe einen Thalboden auszubilden, entsprechend demjenigen des Rheines von *Ilanz* bis gegen *Trons* hinauf. Er muss dafür zuerst in einer ersten Furche die vollständige Austiefung schaffen, nachher den beidseitigen Terrassen die Breite abringen. Mit dem Einschneiden des *Glenner* wird auch die Erosion in allen Seitenbächen Schritt für Schritt in gleichem Verhältnisse stets neu belebt. Das einzige ruhige Stück des Glennergebietes ist das obere *Petersthal* hinter *Vals Campo*. Da ist die Thalbildung aus dem Bündnerschiefer hinaus auf den Adulagneiss gestossen, wo ihrer Eile ein Hemmschuh untergelegt ist.

Das *Glennergebiet* ist zwar jetzt in seinen Wasserscheiden besser geschlossen als *Somvix* und *Medels*. Allein in einer sehr alten Zeit hat auch das *Glennergebiet* weiter südlich gegriffen. Die höchsten Terrassen und Thal-

stufen lassen errathen, dass einst ein Ur-Glennner aus der Gegend über dem jetzigen *Misoxerthal* über den *Bernhardin* und *Valserberg* durch das *Petersthal* floss, und dass ein Ur-Safienrhein von Süden her über den *Splügen* und *Safierberg* kam. Beiden wurde zuerst von einem Seitenarm des *Averser-Hinterrheines*, dem *Rheinwaldrhein*, der Oberlauf weggenommen, die Sättel des *Valserberges* und *Safienberges* wurden dadurch von der Austiefung durch die Hauptflüsse ausgeschaltet. Später griffen die Thäler vom Südabhang weiter hinauf und trieben die Wasserscheiden nördlich bis an den jetzigen *Bernhardin* und *Splügenpass*.

Es sei hier auch noch auf unsere frühere Besprechung der Thalbildung im Gebiete des Adulamassives (S. 372 etc.) hingewiesen.

Kleinere alte Bergstürze finden wir im oberen Gebiete des Vorder-*rheines* zahlreich. Grössere nicht.

Nördlich unter der *Carvera* in der Höhe von 1600 bis 1700 m. erscheint auf dem hellen sericitischen Schiefer ein Fetzen von Röthidolomit. Wie oben am Rande der *Carvera*, so liegt auch hier im Abgerutschten unten compacter Röthidolomit, darüber Zellendolomit und etwas schwarze Schiefer, etwas höher folgt nochmals ein Fetzen zerrütteten, anscheinend vertical gestellten Röthidolomites. Darüber folgen wieder die sicher anstehenden grauen sericitischen Schiefer oder gneissartiger Verrucano. An Ort und Stelle schien es mir weitaus am wahrscheinlichsten, dass dieser auch in unserer Karte eingetragene Röthidolomit, der vom sicher Anstehenden auch im Streichen ziemlich stark abweicht, vielleicht noch zusammen mit etwas begleitenden Schiefer, ein vom Grate der *Carvera* abgesunkenes Stück darstellt, nicht aber eine tektonische Erscheinung ist.

Auf der rechten Seite des *Somvixertobels*, nahe an dessen Ausgang gegen das Rheinthal, fand im Frühjahr 1881 ein bedeutender Abbruch im Gebiete der sericitischen Phyllite statt. Später hörte man noch während mehreren Jahren auch bei schönem Wetter ein beständiges Nachbrechen und Nachpoltern von Felsstücken, bei Regenzeiten hingegen nicht. Der Staub von den stürzenden Felsen kam oft bis *Truns* hinaus. Der Schutt staute den *Somvixerrhein* zu einem schönen kleinen See, der dann im Frühjahr 1882 theil-

weise, doch ohne Verheerungen anzurichten, ausgebrochen ist. Das Gehänge hat sich jetzt beruhigt, Steinschläge aber finden immer noch von Zeit zu Zeit statt.

Ein alter kleinerer Bergsturz von Röthidolomit (Rauchwacke) liegt unmittelbar westlich neben *Schlans*, ein Felsbruch von grünen Schiefern liegt am unteren Ende des Thalbodens von *Vals* am Eingang in die Schlucht und Stromschnelle des *Petersthales*.

Schutthalden, Schuttkegel umlagern fast stets die höheren Kämme und Gipfel. Vom *Tödi* hat in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts ein Felssturz nach dem obersten Theile von *Val Rusein* stattgefunden etc. etc.

Zahlreiche kleinere Abbrüche und Abrutschungen erfolgten in den drei ersten Tagen des September 1890. Wenn man in einer Karte recht vollständig nur alle Abrutschungen und Stürze der letzten 10 Jahre genau eintragen würde, ergäbe sich daraus schon ein recht buntes Bild.

Die Erratica des oberen Vorderrheingebietes sind stellenweise recht kräftig entwickelt. Die bezüglichen Aufzeichnungen in der Karte sind leider keineswegs vollständig. Ich habe die Erratica nicht systematisch verfolgt, sondern nur gelegentlich notirt.

Sehr stark sind beiderseits im *Tavetsch* unfern der jetzigen Gletscher die Moränen aus den Jahren 1818 bis 1820. Oft fallen sie durch den Gesteinscontrast der Blöcke mit der anstehenden Unterlage besonders auf. Oben im *Val Giuf* z. B. liegt eine grossartige Moräne von dunklen Amphibolprotoginen auf hellem Gneissfels, der schöne Gletscherschliffe zeigt. Es hat hier keinen Zweck, auf diese Dinge näher einzutreten, der Gebirgsgewohnte wird sie überall am richtigen Orte errathen können. Ohne eine Aufzählung der beobachteten Erratica zu geben, erwähne ich hier blos das Bemerkenswerthe.

Die Mehrzahl der kleinen Thäler an der Nordseite des *Tavetsch* weisen vorhistorische starke Moränen an ihrem Ausgange auf. Besonders schön sind solche am Ausgange von *Val de Val* (bei den *Tiarmshütten*), *Val Giuf*, *Val Acletta*, *Val Puntaiglas* zu sehen. Bei *Giuf* bildet die mit Seitenmoränen zusammenhängende Endmoräne zugleich die Grenze der Culturwiesen gegen die Alpweiden. Sie enthält in Menge Hornblendeprotogine und Euritblöcke vom *Piz Giuf*.

Am oberen Rande der entsetzlichen, in kaolinisirten Gneiss eingeschnittenen Schluchten des *Drun* ob *Sedrun* finden sich mächtige Moränen zu Erdpfeilern ausgewittert.

Perdatsch im *Val Nalps* liegt sehr lieblich auf einer Moräne.

An der Alp *Laus* unter der *Carvera* treffen wir, zwischen zwei Längsmoränen gestaut, einen lieblichen kleinen Moränensee. Die Moränen bestehen grösstentheils aus hellfarbigen, feinen Glimmerschiefern und Sericitschiefern. Bei circa 1433 m., etwas weiter östlich, liegt eine ganze Gruppe erratischer Medelsergesteinsblöcke und an vielen Stellen ist das Gehänge mit Moränenschutt bedeckt.

Eine sehr bedeutende Anhäufung von Moränen liegt an der Nordseite des Dorfes *Somvix*. Aus den aufliegenden Blöcken zu schliessen, sind dies nicht etwa hinausgestossene Endmoränen des *Val Somvix*, sondern Rheinthal-moränen mit Blöcken der nördlichen Seitenthäler.

Die Trennung der erratischen Blöcke nach ihrer Herkunft in die beiden Thalseiten scheint ausnahmslos und scharf zu sein. Die Aarmassivprotogine, Hornblendeprotogine, Eurite und Syenite von *Giuf*, *Rusein*, *Puntaiglas* etc. bleiben stets nur linksrheinisch, die *Medelser*protogine, *Cristallina*-granite etc. stets nur rechtsrheinisch. Als erratische Blöcke liegen sie überall auf den Terrassen und den sanfteren Gehängen.

Die *Medelser*protogine liegen als erratische Blöcke in grosser Zahl bei *Soliva* (ob *Curaglia*) gegen die *Carvera* hinauf, dann im Gebiete der Alp *Laus* auf *Nadils* und *Obersaxen*.

Auf der ganzen herrlichen Terrasse von *Obersaxen* findet man stets viele erratische Blöcke, die sämmtlich dem *Somvixerthal* und *Medels* entstammen, besonders häufig Streifengneiss, Cristallinagneiss, spärlicher Protogin. *Puntaiglas*granit scheint auch nicht in einem einzigen Stück auf die rechte Thalseite hinübergelangen zu sein. Hier handelt es sich indessen nicht blos um Blöcke. Die Ortschaften *Larghera* bis *Meyerhof* auf der Verrucanoterrasse von *Obersaxen* stehen alle auf einer herrlichen Seitenmoräne des alten Vorder-rheingletschers. Dieselbe besteht grösstentheils aus Blöcken von *Somvix* und *Medels*. Besonders häufig ist der Cristallinagranit. Die Dörfer und Mauern sind alle aus erratischen Blöcken gebaut. Serpentine und Amphibolite zeigen

besonders schöne Politur und Gletscherschrammen. Die Moräne von *Obersaxen* ist sehr reich an Glaciallehm, in welchem die Blöcke eingebacken sind.

Im gleichen Niveau gegenüber finden wir die linksrheinischen Gesteine in den alten Seitenmoränen bei *Alp Schlans*, den Mittelmoränen bei *Brigels* etc.

Rundhöcker, Gletscherschliffe findet man im Gebiet von *Brigels* und *Obersaxen* und bis nach *Fellers* hinaus auf dem Verrucano. Weit schöner entwickelt und erhalten sind sie auf den festen granitischen Gesteinen oder dem Diorit von *Puntaiglas*, *Rusein* und seinen Seitenthälern etc. etc. Am allerschönsten traf ich sie mit erhaltener feiner Politur im Hintergrunde von *Val Somvix* und in *Val Lavaz* auf dem Protogin.

Im Lugnetz findet man links des *Glenner*, z. B. bei *Vigens* etc., viele erratische Blöcke von Gotthardstreifengneiss, stammend vom Rücken des *Piz Cavel* oder *Piz Grein*. Rechts des *Glenner* hingegen fehlen solche. Dafür finden wir dort die hellgrünlimmerigen Adulagneisse.

II. Der alte Bergsturz von Flims.

Wenn man von der *Oberalp* das Vorderrheinthal hinab gegen *Chur* geht, sieht man unterhalb *Ilanz* das Thal durch hohe waldige Hügel plötzlich wie abgedämmt. Die bis zum Jahr 1880 einzige Poststrasse steigt von *Ilanz* thalauswärts wieder um volle 410 m. aufwärts nach *Flims*, um dann 512 m. tiefer unten bei *Reichenau* wieder die Fortsetzung des ursprünglichen oberen Thalbodens zu erreichen. Der Rhein hat den sonderbaren Querberg in gekrümmter, vielfach ungangbarer Schlucht tief durchschnitten. Schon auf jeder Karte etwas grösseren Massstabes fällt sofort der gewaltige Haufe auf, der da mitten in den Thalweg hineingeworfen ist und gar nicht zu den übrigen Formen der Thalgehänge passt. Er besteht aus einer Masse eckiger Trümmer, es ist der Schutt eines alten gewaltigen Bergsturzes, des grössten, den wir bisher kennen.

In (79) habe ich Bd. I, S. 203 den mächtigen Breccienhaufen besprochen. Es ergab sich mir damals, dass die Oberflächengestaltung wellig ist, wie bei einem grossen Bergsturz bei örtlich oft gehemmtem Wasserabfluss, was sieben kleine See'n veranlasst. Auf jeder guten topographischen Karte lässt sich

schon die Umgrenzung des Breccienhaufens erkennen. Der *Segnesbach* und *Laxerbach*, im Begriff sich zu vereinigen, wenden sich wieder, ersterer links, letzterer rechts ab, um dem Breccienhaufen in der Hauptsache auszuweichen. Das Material selbst ist zum weitaus grössten Theile zertrümmertes Blockwerk von Malmkalk, partienweise kommen Doggerblöcke, Verrucanoblöcke etc. darin vor. Ich gelangte damals zu dem Resultate: „Die sämtlichen Beobachtungen machen es fast gewiss, dass die Flimserbreccie das Ablagerungsmaterial eines alten Bergsturzes ist.“

Nachher hatte ich Gelegenheit, das Gebiet genauer zu begehen, die Flimserbreccie namentlich an ihren Grenzen zu verfolgen und vielfach in den tief eingeschnittenen Schluchten des Rheines und der einmündenden Bäche die innere Structur zu prüfen. Meine frühere Auffassung wurde dadurch wesentlich bestätigt, so dass ich in einem späteren Aufsatz unbedingt das ganze Haufwerk als das Ablagerungsgebiet eines einmaligen Bergsturzes darstellen musste (116).

Seither habe ich noch öfter den Flimserbergsturz besucht und noch Manches in der Beobachtung ergänzt. Ich kann in Folge davon jene Darstellung im Jahrbuch des Schweiz. Alpen-Club vollinhaltlich bestätigen. Ich wiederhole dieselbe hier nicht, sondern gebe nur noch einige ergänzende Beobachtungen und trete mit einigen Worten auf die bezügliche Arbeit von Dr. G. Hartung ein (132).

a. Der Flimser Schuttberg.

Hartung bestätigt fast durchweg meine Angaben und ergänzt dieselben besonders in zwei Richtungen: Er macht noch eine ganze Anzahl erratischer Blöcke namhaft, welche dem Schuttberge aufliegen, und er zeigt, wie in der Kalkbreccie, besonders in deren obersten Theilen, gruppenweise oder schwarmweise Blöcke von Verrucano erscheinen.

In der Deutung hingegen weicht *Hartung* von mir ab auf Grundlage seiner Auffassung der grösseren splittrigen Kalksteinfetzen, welche mit erhaltener Schichtung in dem Schuttberge liegen. Er hält dieselben für Reste eines anstehenden, sehr scharf geklippten Kalksteingebirges, die dann durch verschiedene Bergstürze eines alten „Bergsturzgebietes“ bedeckt und theil-

weise verhüllt worden seien, „dessen eigenartige Oberflächengestaltung durch ein Zusammenwirken verschiedener Ursachen bedingt wurde“. Eine genauere Bezeichnung, wie dies gemeint sei, findet sich nirgends. Man wird aber beim Studium der Publication von *Hartung* bald gewahr, dass er sich hauptsächlich stösst an der Grösse des ganzen Bergsturzes, den ich auf einen Schlag mir hingestürzt denke, und an der Grösse der im Schutthaufen enthaltenen Felsfetzen.

Hartung selbst ist an vielen Stellen nicht im Stande, seine vermeintliche anstehende Kalkfelsunterlage vom aufliegenden Bergsturzschatte zu trennen. Er glaubt z. B. am Ausgange der *Versamerschlucht* in den Rhein, sowie gegenüber eine anstehende dunkle Kalkklippe aus dem Schutte lösen zu können; allein sie ist auch nach seiner Beobachtung „zwar von steilen, mit Schuttmassen erfüllten Schründen durchfurcht“. Auch er berichtet von diesen Kalkfelsklippen, dass sie sehr verworren zersplittert sind, dass „zwischen solchen soliden Massen oft zu Splintern zerquetschte Streifen eingeschaltet sind“ und dass „zwischen dem verschiedenartigen Structurverhalten eine durchgehend scharfe Abgrenzung nicht zu verfolgen“ sei. Die „Kalkfelsen“ von *La Ransun* und oberhalb *Isla Casti* findet *Hartung* durch eine breite Breccienmasse geschieden, in welcher „nirgends in den steil niedergehenden Schründen eine Spur anstehenden Gesteines zu Tage tritt“. Bei *Con* ist *Hartung* wieder im Zweifel, ob er es an der Oberfläche mit enormen Blöcken oder einer spitzen, durch den Schutthaufen hinaufstechenden Klippe zu thun habe. Dann findet er wieder auf 4 km. Distanz nur Breccie bis hinab an den Rhein ohne eine Spur anstehendes Gestein. Die einzige wirklich unter dem Schutt entblösste anstehende Klippe, die *Hartung* anführt, mag die Verrucanoklippe im *Laxertobel* sein — der Ausläufer des nahe anstehenden Verrucanoberges unter dem Rande des Schuttberges.

In *Hartung's* Darstellung erkennt man überall die Mühe und Unsicherheit im Auseinanderlesen von „Breccie“ und „anstehendem Kalkfels“. Bald spricht er von „Breccienklippen“, bald von „Felsklippen“ etc.

Dem entgegen habe ich zu betonen:

1. Am Südrande des Schuttberges kann man an einzelnen Stellen (zwischen *Kästris* und *Vallendas*, im *Carreratobel*, im *Versamertobel*) genau beobachten, wie die *Hartung'schen* anstehenden Kalkklippen einem äusseren

Bergabhänge von Bündnerschiefer mit blockiger Unterbettung auf- und anliegen. Sie wachsen dort nicht aus dem sicher Anstehenden in vernünftiger Lagerung zu demselben heraus, sondern sie liegen wirt gestellt einem Thalgehänge an und auf, das sie verhüllen. Die Unterlage ist dort Bündnerschiefer.

Die kleinen flachen Boden, auf welchen das Dorf *Versam* liegt, welche zum Theil die Strasse benutzt, und auf der *Carrera* liegt, erweisen sich — am schönsten im *Carreratobel* ersichtlich (Taf. VII, Fig. 7) — als Hinterfüllungen der Furche zwischen Schuttberg und Bündnerschiefergebirge durch die von letzterem kommenden Wildbäche. Mit der Vertiefung des Rheineinschnittes haben sich die erst gestauten Bäche wieder eingeschnitten und das Profil entblösst. Da ist denn manchmal, z. B. im *Versamertobel*, sehr deutlich zu sehen die Uebergusslagerung der Flimserbreccie mit Einschluss der von *Hartung* für anstehend gehaltenen Fetzen über den Bündnerschiefer und nachher die Uebergusslagerung des mantelförmig geschichteten Bachschuttes über beide zusammen.

2. Ich stand auch erst zweifelnd auf der neuen Strasse zwischen *Bonaduz* und *Versam*. Allein ich fand an so vielen Stellen zwischen den scheinbar anstehenden Felsmassen wieder grosse Nester von Blöcken in regelloser Stellung, und ich fand unten am Rheine so oft wieder wirt durcheinander geworfene Breccie unter den scheinbar anstehenden Fetzen, dass ich zu dem Resultate kommen musste: Die scheinbar anstehenden Fetzen schwimmen in dem Trümmerhaufen, dem sie angehören. Zu der gleichen Auffassung gelangten auch die zahlreichen Fachgenossen, welche ich hier im August 1891 führen durfte (156).

3. Wenn hier unten zwischen *Versam* und *Digg* anstehende Kalkklippen vorkommen sollen, wie ist ihre petrographische Gleichheit und ihr gleicher Zustand innerer Durchsplitterung, wie sie das darüber und dazwischen geworfene Bergsturzmaterial hat, zu deuten? Der umgebende sicher anstehende Malmkalk zwischen Flims und Mulins und am unteren Theile des Flimsersteines ist im Gestein selbst ähnlich, aber von solcher Zersplitterung und Zermalmung ist dort keine Rede. Die Abgrenzung von Bergsturzschutt und anstehendem Fels ist an der Nordgrenze durchweg leicht. Die Hauptmasse der gestürzten Blöcke und selbst ein Theil der *Hartung*'schen Klippen be-

stehen aus streifig marmorisirtem Malm, wie er anstehend eben nur in den oberen Theilen des Flimsersteines vorkommt.

4. Nach dem Bau des Anstehenden passt anstehender Klippenkalk nicht hierher, wo ihn *Hartung* versetzt. Vielmehr sollten wir z. B. nördlich der Bündnerschieferklippe unter der *Versamerbrücke* Bündnerschiefer, dann Röthidolomit und Verrucano, aber nicht Malmkalk finden.

5. *Hartung's* Annahme einer Mehrheit einzelner Bergstürze würde auch eine mehrfache Mengung der verschiedenen im Abrissgebiete übereinander liegenden Gesteinsarten in dem Breccienhaufen bedingen. Dem entgegen haben sowohl *Hartung* als ich in den tieferen Aufschlüssen der Flimserbreccie stets fast nur Malmkalk gefunden, während die Deckengesteine aus dem Abrissgebiete, Dogger und Verrucano, schwarmweise nur in den oberflächlichsten Theilen des Breccienhaufens liegen, was durchaus dem einmaligen Trümmerstrome entspricht. Der Malmkalk tritt in allen Graden der mechanischen Marmorisirung auf, wie er am Flimserstein ansteht. Doggerblockschwärme erscheinen z. B. unterhalb der *Flemlücke* zwischen *Muletg* und *Flims*, *Crap la Gilgia* und ferner bei *Starlera*; Verrucanoblockschwärme z. B. bei den *Waldhäusern*.

Was nun die Modification in der Erklärung des *Flimser* Schuttberges betrifft, welche *Hartung* vorschlägt, so habe ich zu entgegnen:

Stellen wir uns das Ruinenlabyrinth vor, als welches seine anstehende Kalkklippenunterlage zwischen *Versam*, *Mulins* und *Flims* sich ergibt, wenn wir die auch von ihm als Bergsturzbreccien erkannten Massen uns weggenommen denken, und stellen wir uns vor, dieses Labyrinth von oft unterhöhlten, oft verticalwandigen, bis 300 m. hohen Thürmen und Rippen könne sich halten. Lassen wir jetzt von dem seitlichen „Bergsturzgebiete“ einzelne Bergstürze herniederbrechen: Rasch wird die Bewegung von der klippigen Unterlage aufgefangen und gehemmt. Kein Bergsturz kann weit hinausfahren. Der Bergsturzschutt würde in Gestalt steilerer Kegel stehen bleiben, welche mit ihrer rückwärts liegenden Spitze nach dem Abrissgebiete weisen würden.

Wiederholte Bergstürze geringerer Dimensionen könnten niemals eine so weit und flach hinausgehende einheitliche Ablagerung liefern, deren Böschung vom Abrissrande nach dem Ablagerungsende nur 8° beträgt (Taf. VII, Fig. 6).

Die ganze Gestalt des *Flimser* Schuttberges mit seiner einheitlichen, aus dem Segnesthal herab sich entwickelnden, regelmässig abfallenden und in der Thalrichtung umbiegenden Mittelstromstrichlinie, seiner mit Ausnahme des *Segnesthales* ringsum convexen Aufwölbung und Uebergusslagerung über das anstehende Gestein und mit seinen grossen, eingeschlossenen, zusammenhängenden Schichtpaketen und Felsfetzen ist nur möglich, wenn Alles als ein einheitlicher Bergsturz auf einen Schlag sich in ein offenes freies Thal hineinwarf. Wiederholte Bergstürze von einer Seite her, geschweige von verschiedenen Punkten, hätten eine ganz andere Form des Schutthaufens ergeben. Die Anlehnung an die Herkunftsstellen wäre mehrfach und leicht erkenntlich. Auch *Hartung* weiss keine solchen zu nennen. Er kennt nur die Anlehnung gegen das *Segnesthal*. Niemals ist dieser einheitliche Schutthaufe erklärlich, wenn man ihn in verschiedene Theile künstlich trennt und dann die verschiedenen Stücke auf verschiedene Zeiten und Ursachen zurückführen will. Die Einheit der Erscheinung ruft einer Einheit in der Ursache und Erklärung.

Vielleicht könnten genaue kartographische Darstellungen über das Vorkommen der verschiedenen Gesteinsarten im Schuttberge noch eine Art Fluidal-structur deutlich machen. Diese Frage ist durch weitere Beobachtungen zu lösen.

Wenn man das Phänomen der Trümmerströme genau verfolgt, wird man bald gewahr, wie rasch mit der Masse auch ihre Flüssigkeit zunimmt, die innere, der Bewegung entgegenstehende Reibung aber abnimmt. Und man erkennt, dass beides nothwendig noch weit über alles direct Beobachtete hinaus geschehen muss, wenn die stürzende Masse grösser ist. In einer solchen Strömung können Schichtfetzen wie schwimmend von den rollenden und strömenden kleineren Trümmern getragen werden, nicht nur ein- oder zweimal so gross, wie sie z. B. der kleine *Felsbergerfelssturz* liefert, sondern hundert- oder tausendmal so gross. Ich habe mein ganzes Leben lang mich mit solchen mechanischen Fragen theoretisch und praktisch mit grosser Vorliebe beschäftigt und mich hineingelebt in diese Erscheinungen. Ich habe eine sehr grosse Anzahl von Bergstürzen eingehend studirt. Dabei bildet sich allmählig durch eine halb unbewusste Summation aller Eindrücke und Erfahrungen ein Gefühl aus für das Nothwendige oder Mögliche, dem der

nicht in gleichem Masse Eingelebte oft nicht zu folgen vermag, und das oft schwierig in fasslichen Worten ausgedrückt und Andern zugänglich gemacht werden kann. Vom Standpunkte dieses Gefühles aus ist die *Hartung'sche* Erklärung mechanisch unmöglich, während die meinige Niemanden abschrecken kann, der ein ausgebildetes Gefühl für diese Dinge sich erworben hat. Dass der vorliegende Fall alles Bisherige an Grossartigkeit übertrifft, ist unsere Schuld nicht.

Im Abrissgebiete des grossen Flimserbergsturzes fallen die Kalkschichten wie das Gehänge. Die Bewegung war im Ganzen nach Art der Abtrennung ein Bergschlipf — Schicht auf Schicht fuhr zur Tiefe. Diese Art der Abtrennung hat die Bewegung ganz grosser Schichtfetzen selbstverständlich wesentlich erleichtert. Beim Felssturz quer zur Schichtlage tritt viel mehr unregelmässige Zertrümmerung ein.

Vergleichen wir endlich auch noch in wenigen Worten den Bergsturz von *Elm* und denjenigen von *Flims*, wie es graphisch Taf. VII, Fig. 6 und 8, geschehen ist. Beide gehen vom gleichen Berge zur Tiefe. Der Bergsturz von *Elm* fuhr quer zur Schichtung, derjenige von *Flims* auf der Schichtfläche zur Tiefe. Beim *Flimserbergsturz* ist die mittlere Sturzhöhe viel bedeutender, die auf einen Schlag niedergestürzte Masse weit grösser. Dennoch hat die Mittellinie des Schuttstromstriches an der Oberfläche des Schuttes in *Elm* noch geringeres Gefälle als in *Flims*, selbst wenn wir den Hügel *ils Auts* bei *Reichenau* mit einbeziehen. Die Böschung des Schuttstromes von *Flims* in seiner Bewegungsrichtung, wie sie sich in Fig. 6, Taf. VII so erstaunlich flach dargestellt findet, ist also nicht einmal geringer als bei vor unseren Augen entstandenen Schuttströmen. Wir haben gleich flache Schuttströme sogar bei weit geringerer Masse und Sturzhöhe thatsächlich miterlebt!

In Beziehung auf die Länge des Schuttstromes im Verhältniss zur Sturzhöhe steht allerdings der *Flimsersturz* dem *Elmer* und sogar dem *Goldauer* weit voran. Der Schuttstrom ist in seiner Curve gemessen bei *Flims* circa 8 mal so lang als die mittlere Sturzhöhe hoch, bei *Elm* circa $3\frac{1}{2}$ mal so lang. Der Schuttstrom am Grunde des *Zugersee's* aber, der am 5. Juli 1887 entstand, ist wenigstens 50 mal so lang als die Hauptabsenkung hoch. Daran sind freilich die besonderen Umstände der Bewegung feinen Materiales unter

Wasser Schuld. Wer ein Längsprofil des *Zugerschuttstromes* sieht („die Katastrophe von Zug vom 5. Juli 1887, Gutachten der Experten etc., Zürich, bei Hofer & Burger), der wird aber trotzdem über die flache Böschung und die Länge des Schuttstromes bei *Zug* noch weit mehr erstaunt sein, als beim Anblick unserer Figur 6, Taf. VII. In den Dimensionen bleibt der *Flimsersturz* unerhört gegenüber allen Erfahrungen aus historischer Zeit; in seinen einzelnen Momenten aber finden wir nichts, das ohne Analogien unter den Terrainbewegungen der historischen Zeit wäre.

Hartung bestätigt vollständig, dass der Schuttberg von *Flims* älter ist, als die jüngste Eiszeit. Er erwähnt noch zahlreiche erratische Puntai-*glasgranitblöcke*, die er auf der Schuttoberfläche gefunden hat. Dieselben sind auf unserer Karte nicht eingetragen. Ich selbst habe seither auch noch solche und ausserdem mehrere Stücke ächter lehmiger Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aufliegend gefunden. Eines derselben ist N W von *Versam* durch die neue Strasse entblösst worden, nahe an ihrer Umbiegung von dem Steilabhang in die Waldterrasse. Ein anderes Grundmoränenstück liegt gegenüber, d. h. S W von *Digg*, der *Flimserbreccie* auf. Schöne *Tavetscher-Protogine* und *Puntaiglassyenitblöcke* traf ich bei *Salums* aufliegend. Beiläufig sei noch erwähnt, dass ich glaube, *Hartung* denkt sich die Nachhut des Trümmerstromes zu weit im *Segnesthal* oben. Das Blockwerk der *Alp Plattas* hielt ich zum Theil eher für jüngere Moränen.

Ich kann das Gebiet von *Flims* nicht verlassen, ohne noch seiner zahlreichen herrlichen Quellen zu gedenken.

Eine ganze Reihe starker und schwächerer Quellen, darunter solche von 10,000 bis 40,000 Minutenlitern, treten auf den mit circa 20° SSO aus dem Berge herausfallenden Malmkalkschichten längs und über der Strasse zwischen *Trins* und *Flims* hervor. Ihr Sammelgebiet ist der *Flimserstein*. Aehnlichen Charakter haben die zahlreichen, zum Theil noch gewaltigeren wundervollen Quellbäche, welche bei circa 1580 m. oberhalb des Weilers *Tarschlims* (oberhalb *Flims* gegen *Segnes* hinauf) aus der Nische des *Flimserbergsturzes* hervorbrechen. Eine davon wird zur Wasserversorgung von *Flims* verwendet. Einzelne Quellen brechen im Bergsturzgebiete selbst (z. B. bei *Staderas*) hervor, an andern Stellen versiegen die Bäche.

Im Kessel des *Prau-Pulte-See's* bricht Gletscherbachwasser hervor und versiegt wieder in dem tiefer gelegenen See von *Tuleridg*. Bei *Lagizun*, südlich des *Crestasee*, tritt ein herrlicher Quellbach aus dem dort mit wenig Moräne bedeckten Bergsturzschutt hervor. Andere Quellen erscheinen unten im Rheinborde.

b) Die Folgen des Flimser Schuttberges thalaufwärts.

An den Bergsturz von *Flims* lehnen sich merkwürdige Terrassenlandschaften an. Die eine oberhalb in der Umgebung von *Ilanz*, die andere unterhalb im Zusammenflussgebiete von *Hinterrhein* und *Vorderrhein*. Auf die erstere habe ich schon früher hingewiesen. Kiesausbeute hat seither bessere Aufschlüsse geschaffen. Linksseitig des *Glennertobels* erscheint bei 783 bis 782 m. Meerhöhe, also 90 bis 92 m. über dem *Glennerfluss* an seiner Einmündung in den *Rhein* über *Ilanz* die ganz ebene Fläche von *St. Martin*. Sie ist ein Rest einer alten *Glennerdeltafläche*. Der Kies ist ausschliesslich aus *Lugnetz*, die dachziegelartige Lage der flachen Geschiebe ist sehr deutlich, die Schichtung ächte Deltastructur: auf allseitig nach aussen mit 15 bis 25° abfallenden Kieslagen ruht in einem bestimmten Niveau horizontaler Delta-kies auf. Genau das Gleiche wiederholt sich rechtsseitig. Die dortige Deltafläche unterhalb des Dorfes *Seewis* ist vollkommen eben und fast genau horizontal. Sie hat im obersten Theile 783, im untersten 781 m. Meerhöhe. Sie ist auf über 1 km. Länge und 400 m. Breite erhalten. Auch hier war an einer Bodenöffnung der Glennerkies mit Deltastructur zu sehen. Diese beiden Flächen von 781 bis 783 m. sind also altes Glennerdelta, dem kein Vorderrheinkies sich beimengen konnte. Da der Kies sehr mächtig ist, so muss hier das Thal schon vor Ablagerung des Kieses bedeutend ausgetieft gewesen sein. Die Deltabildung kann nur erfolgt sein in einem durch Abdämmung eines Thalweges entstandenen See, die Stau-Barriere kann einzig der Flimserbergsturz gewesen sein.

Die Spuren dieses See's lassen sich noch an anderen Stellen erkennen. Unfern *Schlewis*, gegen *Ilanz*, treffen wir über der Strasse bei circa 780 m. abermals zwei kleine Deltarestes des *Schleuiserbaches*. Beim Dorfe *Schnaus* und

noch deutlicher unter *Ruis* glaube ich einen alten Uferrand bemerkt zu haben. *Ruis* liegt mit 790 m. auf einem Deltaschuttkegel.

Das Fehlen von Rheinkies auch in den oberen Lagen des Delta's bei *Ilanz* lässt schliessen, dass der See schon wieder zu sinken begann, bevor er von *Rhein* und *Glennner* und den seitlichen Bächen ganz zugefüllt war.

Bei *Seewis* erscheint über der Deltaterrasse gleich eine höhere, auf welcher der untere Theil des Dorfes steht, dann eine noch höhere mit 883 m., auf welcher die obere Kapelle steht. Die Steilabstürze dieser oberen Terrassen bestehen aus anstehendem, bergewärts fallendem Bündnerschiefer. Es sind dies aus solchem flach herausgeschnittene Felserosionsterrassen, welche mit der älteren Austiefung des *Glennnerthales*, aber nicht mit dem *Ilanzerbergsturzsee* zusammenhängen.

Aber auch das Gehänge von der *Seewiser* Deltaterrasse hinab ist herrlich terrassirt auf Terrassenrandhöhen von circa 750 und 720 m. Diese tieferen Terrassen sind Schutterosionsterrassen, eingesenkt in den Deltakies der höheren Terrasse. Sie entsprechen den verschiedenen Perioden im allmäligen Einschneiden des *Glennner* und des *Rheines*, welches wie das periodische allmälige Sinken des Seerestes mit dem Durchsägen des Bergsturzriegels Hand in Hand ging. Die Terrasse zwischen *Sagens* und dem *Rheine*, 777 m. hoch, ist eine aus dem Bergsturzschnitt herausgeschnittene Terrasse, die tiefer liegt, als der Stausee gestanden hatte.

Die Terrasse von *Planezzas* und ob *Sagens* beiderseits des *Laaxertobels* bei 800 bis 840 m. sind Erosionsterrassen in der Flimserbreccie, deren Oberflächen dann vom *Laaxerbach* aufgearbeitet und mit geschichtetem Kiese überdeckt worden sind, wozu das Material theils dem Bergsturz, theils aufliegenden Moränen und Berghintergrund entnommen worden ist. Das Gleiche gilt von der Terrasse von *la Ransun* 788 m. für den Flimserbach. Der ganze Rheindurchbruch durch den Bergsturz zeigt beiderseits deutliche grosse Terrassenstufen und die Terrassen selbst haben regelmässiges Gefälle thalauswärts.

Escher hat einmal auf einer Excursion, die ich als sein Schüler 1868 mitmachte, die Frage aufgeworfen, ob vielleicht die Ausbildung der enormen alten Accumulationsterrassen von Rheinkies bei *Disentis* mit einer Stauung durch die Flimserbreccie zusammengehangen habe. Direct nachweisbar, etwa

durch ununterbrochene Reste von Accumulationsterrassen durch den ganzen zwischenliegenden Thalweg, ist ein solcher Zusammenhang entschieden nicht; denn die Abspülung und Nachwitterung der Thalseiten ist schon zu weit vorgeschritten. Allein wahrscheinlich ist er doch. Die Stauung des Sec's bei *Ilanz* über dem jetzigen Rhein betrug 90 bis 92 m. Gesetzt den Fall, das Delta des Rheines sei bis nahe *Ilanz* vorgerückt, so war dadurch eine Basis geschaffen für die Aufschüttung, welche oben bei *Disentis*, das jetzige, ziemlich ausgeglichene Rheingefälle angenommen, eben bis auf jenes Kiesterrassenplateau hinaufreichen konnte. Jene Terrasse bei *Disentis* ist 80 bis 110 m. höher als der darin eingeschnittene Rhein. Sie ist nicht horizontal, sondern thalwärts geneigt. Sie hat keine steile Deltalagerung der Geschiebe, sondern die Kiesschichtung geht der Oberfläche parallel, wie es bei Erhöhung eines Thalbodens durch Ablagerung auf dem Festen — nicht im See — stets der Fall ist. An ihrem unteren Absturze streichen die Schichten zu Tage aus. Das ist also nicht eine so gebildete Deltastirn; der Kies ging weiter; es ist ein später durch Wiederabschwemmung entstandener Terrassenabsturz. Die unter der Kiesterrasse erscheinenden, aufrecht im Kies eingebetteten alten Baumstämme deuten auf eine relativ plötzliche Veränderung der Verhältnisse, eine relativ rasche Einschüttung mit Kies hin, was der Veranlassung durch einen Bergsturz sehr gut entspricht. Dies alles stimmt sehr gut zu *Escher's* Vermuthung. Ausserdem habe ich auf dem Accumulationsboden bei *Disentis* eckige Syenit- und Granitblöcke getroffen, die kaum auf künstlichen Transport durch Menschen zurückgeführt werden können, sondern wohl erratisch sind. Wenn dem so ist, so ist auch das zeitliche Zusammentreffen der Aufschüttung bei *Disentis* mit dem *Flimserbergsturze* gegeben. Ich zweifle nicht, dass ein speciell auf diese Frage gerichtetes Nachsuchen noch weitere Anhaltspunkte bieten würde.

Aus dem Stand der Deltaflächen, welche in den *Ilanzer-See* hinauswachsen, dürfen wir nicht auf die ursprüngliche Stauhöhe des Riegels schliessen. Die Stauung kann anfangs viel höher gewesen sein, aber rasch abgenommen haben, so dass in jenen grösseren Höhen starke Delta sich nicht auszubilden vermochten. Das Niveau von 781 m. ist eben derjenige Seestand, welcher sich relativ lange hielt. Es ist wahrscheinlich,

dass der See sich niemals bis auf die Höhe der Schuttbergbarriere hob. Das grobblockige Material bei mehreren 100 m. Staudruck konnte gewiss dem Wasser auch unterirdischen Abfluss bieten. Dadurch kamen zugleich Auslaugungen, Nachsenkungen, Trichtersee'n zu Stande.

Die Gletscher sind wahrscheinlich über die Kiesterrassen von *Disentis*, jedenfalls über die Deltaresten des *Glenner* ob *Ilanz* und bei *Seewis* und über den ganzen Bergsturzhauften hinweggegangen und haben sie nicht weggefeigt, nicht „reexcavirt“! Gewiss können sie Einiges weggeschleppt und weggestossen haben, aber nicht so viel, dass sie sich dadurch verrathen hätten, dass etwa die typische Gestalt des Bergsturzhauften und seines Terrassengefolges merklich verändert oder verwischt wäre. Der *Rhein* hingegen, der *Laaxerbach*, *Carrerabach*, *Safer Rhein* haben schaurige Schluchten eingesägt und einige Kubikkilometer ausgespült.

c) Die Terrassenlandschaft am unteren Ende des Flimser-schuttberges (Tafel VII, Fig. 1, 2 a, 2 b, 2 c).

Wenden wir uns thalauswärts. An den höheren Berggehängen erscheinen wieder überall die Felserosionsterrassen, die Spuren der älteren Thalbildung. Unten treffen wir auf Schuttaufläufungen und Reexcavationen von Schutt, letztere wiederum in der klassischen Form der Flussarbeit, nicht der Gletscherarbeit.

Wir haben schon früher von dem linksseitigen Steilborde des *Hinter-rheines* gesprochen (S. 290—295) und dort dessen Zusammensetzung aus Moränen mit darin steckenden Klippen von Verrucano, Röthidolomit, Quartenschiefer, Bündnerschiefer, Dogger und Malm erzählt. Ohne das dort Gesagte zu wiederholen, sehen wir uns weiter um in der gemeinsamen Terrassenlandschaft von *Hinter Rhein* und *Vorder Rhein*:

Am rechten Steilufer des *Vorder Rheines* sehen wir stets, hinab bis zu 1500 m. oberhalb *Reichenau*, ächte Flimserbreccie entblösst. Der Hügel bei *Campagnia* besteht aus solcher, der Untergrund von *Reichenau* ist ächtes, wirres, grossblockiges Malmbergsturzmateriel, und dasselbe setzt sich in der Basis des Hügels südöstlich *Reichenau* und dort am rechten Borde der vereinigten *Rheine* noch bis über 1½ km. weit unterhalb *Reichenau* fort. Das Rhein-niveau bei dem so sonderbar gestalteten und doch so constanten Zusammen-

fluss bei *Reichenau* ist 585 m. Die Fläche der *Isla* als junge Erosionsterrasse liegt nur wenige Meter höher bei 591 m. Bei *Campagnia* am *Vorderrhein*, nördlich der Gebäude von *Reichenau*, ferner südöstlich *Reichenau* (*Zollbrückboden*) und bei *Vial* zwischen der Strasse nach *Chur* und dem *Rheine* sehen wir in 605 bis 615 m. Meerhöhe ausgezeichnete Erosionsterrassen aus der Bergsturzbreccie herausgespült. Die oberen Schichten dieser Terrassenflächen sind dabei oft aus vom Flusse tüchtig aufgearbeitetem, mehr oder weniger zugerundetem und geschichtetem Materiale gebildet. Die Trümmer sind von sehr ungleichen Dimensionen und oft zur Nagelfluh fest verkittet. Am Absturz des *Zollbrückbodens* gegen Strasse und Rhein ist besonders deutlich zu sehen, dass auf einer Bergsturzerosionsfläche solches halb gerolltes und geschichtetes Bergsturzmateriale aufliegt, ganz verschieden vom Rheingerölle. Ganz gleiche Gebilde treffen wir in einigen Materialgruben an der geradlinigen Strasse von *Bonaduz* nach *Versam*, sobald dieselbe westlich sanft und gleichmässig anzusteigen beginnt. Dies ist ein Abschwemmungskegel des Bergsturzmateriales, aus welchem die höheren, nicht erodirten Theile hervorragen. An einzelnen Stellen, so z. B. im Gebiete der *Campagna*, ist auch alte Grundmoräne vielfach aufgearbeitet und diesen Bergsturzabschwemmungsmassen beigemischt. Links des *Vorderrheines* am unteren Steilborde unter *Tamins* erscheint sogar eine solche Bildung mit allen Uebergängen in eine fluvioglaciale Ablagerung.

In einem höheren Niveau von 654 bis 660 m. treffen wir links des *Vorderrheines* bei *Tamins*, dann in der weiten Fläche von *Bonaduz* und *Rhätzüns*, die sich über *Realta* bis *Rätitsch* verfolgen lässt, und ferner rechts des *Hinterrheines* bei *Boign* und *Vaschnaus* ausgedehnte Erosionsterrassen in ächter, durch ihre Gleichmässigkeit ausgezeichneter Grundmoräne. Ueberall, wo ich den oberen Rand dieser ausgesprochensten Terrasse aufgeschlossen gefunden habe, besteht er aus Grundmoräne, während in den tieferen Theilen der Terrassenabstürze Bergsturzmateriale oder anstehende Felsklippen enthalten sein können (Taf. VII, Fig. 1). Diese Grundmoräne bildet zum grösseren Theile die Steilabstürze der Terrasse von *Rhätzüns-Bonaduz* gegen den *Rhein*. In diesem Gebiete zeigt sie keine Spur von Schichtung, sie enthält Geschiebe aller möglichen rheingebietischen Gesteinsarten, vorherrschend hinterrheinische.

Die Geschiebe sind stets fest eingebacken in Sand und hellfarbigen, gletscher-milchartigen Schlamm, sie sind in ihrer Grösse ziemlich gleichförmig, nuss- bis faustgross, selten kopfgross. Grosse eckige Blöcke fehlen, alle Gesteinsstücke sind gerundet, oft fein polirt, oft geschrammt. Diese Grundmoränen halten in ihrer gleichförmigen massigen Ausbildung in senkrechten und sogar überhängenden Wänden, sie bilden die wunderlichsten Gestalten nach Art der Erdpfeiler.

Einige auffallende, im Grundriss ungleiche, in gleicher Höhe flach abgestutzte Hügel, welche der *Fläche* von *Bonaduz-Rhazüns* aufgesetzt sind, bestehen, soweit die spärlichen Aufschlüsse dies erkennen lassen, auch aus derselben Grundmoräne. So z. B. ganz bestimmt der Hügel bei der Kirche von *Bonaduz* und der nördliche Theil der *Cresta Bliema*, während hingegen bei der *St. Georgskapelle* der anstehende Bündnerschiefer bis zum Gipfel geht. Klettert man dem linksseitigen Hinterrheinbord entlang, so findet man, dass dort einige anstehende Felsklippen in die Grundmoräne hineinragen. Wir haben dieselben bei früherer Gelegenheit (S. 290 etc.) besprochen. Mit Ausnahme von *St. Georg* ragt keine dieser Klippen vom Rheinboden bis zum Niveau der 60—80 m. höheren *Bonaduzerfläche* hinauf. Alle übrigen sind in tieferem Niveau unregelmässig abgestutzt und mit Grundmoräne überlagert. Ihre Höhe scheint durch ein älteres Erosionsniveau bestimmt, und der jetzige Rheinlauf gegen den ursprünglichen verschoben. Zwischen den Felsklippen oder zwischen denselben und der Grundmoräne fand ich am Rheinbord nirgends Bergsturzmateriel. Daraus folgt, dass jene Ausspülung der Klippen jünger ist, als der Bergsturz, oder dass der letztere nicht bis hierher gereicht hat. Die ebene Fläche von *Bonaduz* etc. kann keine ursprüngliche Ablagerungsoberfläche der Grundmoräne sein, ihr Gefälle und ihre Gestalt, sowie die häufig (z. B. bei *Rhazüns* und NO von *Bonaduz* etc.) zu findenden Spuren oberflächlicher Schwemmung entsprechen einer Flusserosionsfläche ähnlich derjenigen im actuellen Rheinboden unten. Die einzelnen höher herausragenden, bogenförmig umgrenzten, oben eben abgestutzten Moränenhügel sprechen ebenfalls dafür, dass die *Bonaduzerfläche* eine Erosionsterrasse in der Grundmoräne ist.

Die grosse Grundmoräne zeigt hie und da noch abweichende Facies:

An der unteren Bergecke zwischen *Hinterrhein* und *Vorderrhein*, südlich *Reichenau*, treffen wir zuerst noch etwas ächte Flimserbreccie, dann aber folgt südlich sofort die Moräne. In ihrem unteren Theil am Rheinbord ist sie vorherrschend feinschlammig thonig, seltener sandig. Die Gerölle sind mehr einzeln eingelagert, selten kiesartig gehäuft wie bei *Bonaduz*, sind aber oft viel grösser als dort. Typische Juliergranite, Trümmer der *Splügenerkalkberge*, ferner Malmkalkstücke treten in Menge auf. Viele derselben haben die denkbar schönsten Gletscherschrammen. In der Richtung gegen *Reichenau* ist die Grundmoräne von dieser Ausbildung plötzlich mit nach Nord schief abfallender Fläche abgegrenzt und dann überlagert von einem eckigen enormen Blockwerk von hellgelbem Dolomit mit Quarzadern oder Dolomitbreccien mit Quarzverklüttung. Diese Blockanhäufung kann nur dem *Schams* oder *Avers* entstammen und deutet durch die Gleichförmigkeit des Gesteines auf einen vom Gletscher hierher transportirten und als Obermoräne deponirten kleinen Bergsturz, der dereinst auf den Gletscher niedergebrochen war. Sichere Obermoränen fand ich ausser dieser beschränkten Stelle sonst nirgends im *Reichenauer* Terrassengebiet. Bei *Plan d'il Boign* und weiter südöstlich finden sich in der meistens schlammreichen, feinschuttigen Grundmoräne hie und da Blocknester von Dolomiten, Dolomitbreccien des *Schams*, auch Verrucano und malmartigen Kalksteinen.

In den Grundmoränen beiderseits des *Hinterrheines* fand ich weitaus vorherrschend Gesteine des *Hinterrheingebietes*. Von vorderrheinischen fand ich nur den Malmkalk etwas häufiger beigemengt. Die Grundmoräne der gleichen Terrasse im linken Steilbord des *Vorderrheines*, etwa in der Umgebung von der Mündung des *Lavoy-Tobel*, besteht bis etwa 16 m. über den *Rhein* aus feinkörniger, fester, kiesiger Grundmoräne vom Typus der hinterrheinischen unter *Bonaduz*. Mit ganz scharfer, annähernd horizontaler Grenze aufgesetzt folgt darüber grobblockigere, schlammärmere Grundmoräne. Dieselbe bildet die obere Hälfte des Steilabsturzes und ist bis circa 616 m. Meerhöhe entblösst. Die grossen, bis mehrere Meter dicken Blöcke sind vorherrschend Juragesteine der nördlichen Seite des *Vorderrheinthaies*. Dogger, Schiltkalk, Malmblöcke, oft mit prachtvoller Schrammung, herrschen vor. Röthidolomit, Verrucano, Puntaiglasgranit sind nicht selten, Medelserprotogin traf ich nur

in wenigen Stücken. Erst glaubte ich, hier scharf getrennt vorderrheinische Grundmoräne auf hinterrheinischer aufsitzend zu finden, allein Juliergranitgeschiebe, wenn auch stets von sehr bescheidener Grösse, stecken mitten zwischen den vorderrheinischen Malmkalken.

In der uns vorliegenden Terrassenlandschaft können wir Grundmoränen unterscheiden, welche vorherrschend dem Hinterrheingletscher angehörten, und solche, die der Vorderrheingletscher gebildet hat, aber die Trennung ist keine ganz scharfe, etwelche Mischung ist hier, wo die beiden Eisströme zusammenstiessen, stets vorhanden.

Am oberen Rande der Terrasse von 616 m. längs des Vorderrheines oberhalb und unterhalb der *Lavoybach*mündung sehen wir hie und da Uebergänge der Moräne in Fluvioglacialbildung. Stellenweise macht sich erst in kleineren Partien eine Schichtung geltend, zu oberst erscheint die Moräne durch fliessendes Wasser grösstentheils umgearbeitet. Auch gegenüber am Terrassenabsturz unter *Campagna* finden wir über der feinkörnigeren, ungeschichteten Grundmoräne grobblockiges Material, das schon starke Flusswirkung erkennen lässt. Abgespülte Moräne und abgespülter Bergsturz mengen sich und bilden ein fest verkittetes Conglomerat, dessen Trümmer vom Sandkorn bis zu 5 m. Durchmesser wechseln.

Diese Umarbeitung der Moränen gehört aber vorherrschend den tieferen Terrassen an. Ob der Strasse am *Lavoytobel* auf der oberen Terrasse von *Tamins* liegt diese Grundmoränenterrasse direct am Fels (Verrucano und Röthidolomit) an. Im Grunde der Moräne am linken *Vorderrheinufer* erscheinen eine ganze Anzahl von Röthidolomitklippen. Der Rhein fliesst eben hier dem allgemeinen Felsbergfusse schon nahe und entblösst denselben stellenweise unter der Moräne.

Für die Geschichte dieses Gebietes sehr wichtig ist die Frage nach dem relativen Alter von Bergsturz und Moräne. Trotz allen Bemühungen ist es mir aus Mangel an prägnanten Aufschlüssen nicht gelungen, volle Klarheit zu erlangen. Die Resultate, welche ich gewinnen konnte, sind die folgenden:

1. Der grosse Bergsturz von *Flims* ist wahrscheinlich älter als die Hauptmasse der Moränen dieser Gegend. Zu dieser Annahme haben mich folgende Beobachtungen geführt:

a) Sehr typische thonreiche Grundmoränen mit kleinen gut geschrammten Geschieben finden sich an der Strasse von *Bonaduz* nach *Versam* circa 4 km. westlich von *Bonaduz*. Noch etwas weiter westlich an der Ecke der Strasse bei circa 760 m., wo dieselbe an den steilen Absturz hinaustritt, sieht man unter sich die gewaltige, circa 120 m. hohe Rheinschluchtwand der Flimserbreccie, darüber, dem flacheren Gehänge aufgelagert und wie angekleistert, die Grundmoräne von bedeutender Mächtigkeit. Die Grenze ist scharf. Die Grundmoräne enthält verwitterte Puntaiglasgranite, geschrammte kleine Malmkalke etc. Hier wie anderwärts sind die frei oben aufliegenden Granitblöcke noch frisch, die im Boden steckenden — offenbar in Folge der anhaltenderen Durchfeuchtung und des höheren Kohlensäuregehaltes der Bodenluft und des Bodenwassers — gänzlich verwittert. Gegenüber zwischen *Pintrun* und *Digg* liegt ebenfalls Grundmoräne der Flimserbreccie auf. Aehnlich finden sich schwache Grundmoränenspuren noch an manchen Orten auf dem Bergsturzschutt, so z. B. nahe der Quelle *Lagizun* zwischen *Pintrun* und *Crestasee*. Sowohl *Hartung* wie ich haben zwar schon wiederholt der erratischen Blöcke über dem Flimserbergsturz Erwähnung gethan. Die hier genannten beiden Vorkommnisse ausgedehnter Grundmoränen auf dem Bergsturz sind aber damals noch keinem von uns bekannt gewesen, ich erwähne sie desshalb bei dieser Gelegenheit. Hieraus geht hervor, dass der grosse Flimserbergsturz jedenfalls älter als die jüngste Vergletscherung, also interglacial oder praeglacial sein muss.

b) Nördlich von *Danisch* (Taf. VII, Fig. 1) kletterte ich, von ganz niedrigem Wasserstande begünstigt, dem Rheinborde entlang und fand dort unten am Rheine die Flimserbreccie. An einer Stelle zeigte sich ein ungeheurer wie anstehender Fels von Malmkalk, der aber auf einem Blockwerk von Malmkalk und Schiltkalk aufruhte; darüber lag Grundmoräne. Diese letztere gehört in diesem Winkel, wo die Rheinschlucht aus dem Bergsturze heraus gegen Osten zuerst sich wieder öffnet, der Bonaduzer Terrasse an. Die Localität macht es wahrscheinlich, wenn auch nicht völlig sicher, dass diese Grundmoräne wirklich diejenige der Terrassen von *Bonaduz* und nicht eine zweite höhere ist. An mehreren Stellen sind die Moränen von oben über die Flimserbreccie herunter gerutscht oder greifen von oben in Ver-

tiefungen derselben ein. Leider ist durch den Wald eine ganz zusammenhängende Beobachtung unmöglich gemacht.

c) In dem Krümmungswinkel des *Lavoybaches* unterhalb *Tamins* ragt scharf begrenzt eine Klippe von Bergsturzmaterial von unten in die Grundmoräne hinein, und an einer Stelle fand ich an der Oberfläche dieser Klippe die Malmblöcke derselben angeschliffen.

d) Wenn man von der Mündung des *Lavoybaches* im Rheinbord nach *Reichenau* geht, so sieht man nahe vor Reichenau fest tuffig verkittete Bergsturzbrecie in Köpfen unter der oben beschriebenen Grundmoräne auftauchen. Die erstere steigt bald etwas höher und bildet dann den Untergrund von *Reichenau*. Schiltkalk und Malmblöcke, eckig, zersplittert, ineinandergeschlagen, liegen da in wilder Unordnung ohne jede Moränenbeimengung. Ein grosser Block im Garten des Herrn Dr. von *Planta*, dieser ächten Flimserbrecie angehörend, bildet eine Art Pfeiler, welcher den eben hier zuerst vereinigten Rhein vom Uferangriff abhält. Gegenüber treffen wir noch eine Ecke ächter Flimserbrecie unten am Rheine; höher oben und südlich folgt die früher beschriebene Moräne. Die Bergsturzbrecie, auf welcher der Ort *Reichenau* steht, bildet also hier einen nur etwa 20 m. über den Rhein ragenden, unter den Moränen hervortauchenden, von den Grundmoränenterrassen beiderseits überragten Rücken. Dies scheint zugleich die äusserste östliche Spitze des Schuttstromes von *Flims* zu sein.

e) Nirgends, soweit ich im Gebiete des sicheren Flimserbergsturzes den eingeschnittenen Schluchtsöhlen in den Randgebieten oder am Rheine nachgegangen bin, konnte ich Moräne unter der Flimserbrecie finden, und wo ich den Contact von Flimserbrecie mit anstehendem Fels aufgesucht und gefunden habe, war derselbe stets ein directer ohne zwischenliegende Moräne.

2. Der Bergsturzhügel *ils Auts*, östlich des *Hinterrheines* und südlich von *Reichenau* gelegen, besteht aus eckigen Blöcken von Jurakalksteinen, weitaus vorherrschend aus Malmkalk. Die Oberflächengestaltung mit ihren zahllosen Hügeln und Vertiefungen entspricht einem grossen Bergsturz. Er ist wahrscheinlich jünger als der grosse Flimsersturz, und jünger als die Moränen. Hierfür sprechen folgende Beobachtungen:

a) Ich konnte bei meinen Kreuz- und Querwegen niemals einen aufliegenden erratischen Block oder einen Moränenrest finden, welcher über die Höhe der umgebenden Moränenterrasse hinauf an unserem Bergsturzhügel hinaufreichte.

b) Die Moränenterrasse umgibt ihn von *Val Trips* im Süden um die Westseite herum bis auf die Nordseite. Nirgends an den Steilborden sieht man hier das Bergsturzmateriel hinabsteigen an die junge Rheinebene. Der Rhein müsste also, was unwahrscheinlich ist, ringsum nur so weit erodirt haben, dass stets noch etwas angelagerte Moräne geblieben wäre, um den unteren Theil des Bergsturzhügels zu verkleiden, nirgends zu entblößen. Es wäre ein etwas sonderbarer Zufall. Ob bei *Vial* östlich *Reichenau* das Bergsturzmateriel oben über die Moränenstufe hinabreicht oder ob es doch durch Wegnahme der letzteren hinter derselben entblösst worden ist, ferner ob von dem Bergsturzmateriel dort im Rheinbord vor *Vial* eventuell noch etwas zur Flimserbreccie zu rechnen und mit *Reichenau* zu verbinden sei, darüber konnte ich nicht in's Klare kommen.

c) Die Oberfläche der „*ils Autz*“ umgebenden Moränenterrasse zeigt bei *Plawn dil Boign* wie in *Vaschnaus* etc. sehr deutlich ein primäres, ziemlich starkes Gefälle gegen Osten oder sogar O S O. Sie liegt bei *Boign* nur wenig höher als im oberen Theil von *Vaschnaus*. Ist diese Terrasse geschaffen worden, bevor der Bergsturz *ils Autz* sich darüber geworfen hat, so ist dies Verhältniss sehr natürlich. Sollte aber die Moräne nicht älter als der Bergsturz, also nicht unten durchgehend, sondern demselben angelagert sein, dann müsste ihre Erosionsoberfläche ein Gefälle rings um den Hügel *ils Autz* herum zeigen, und *Vaschnaus* müsste viel tiefer liegen als *Plawn dil Boign*.

d) Oestlich vom höchsten Punkt von *ils Autz* liegt eine bedeutende Vertiefung, nach welcher weiter östlich der Bergsturzhügel sich nochmals hoch erhebt. In dieser Vertiefung treten vom Niveau der äusseren Moränenterrasse an abwärts mitten zwischen den Bergsturzhügeln Moränenmaterialien, Blöcke von Rofnaporphyr auf, und an der tiefsten Stelle ist eine Lehmgrube in Grundmoräne. Dies macht wiederum sehr wahrscheinlich, dass die Grundmoräne unter dem Bergsturzsclutt von *ils Autz* und *Zumpfaus*, so heisst der östlichere, durchgeht.

e) Der isolirt gebliebene kleine Hügel (Taf. VII, Fig. 1) östlich gegenüber *Plazes* am *Hinterrhein* zeigt besondere Lagerungsverhältnisse: Er besteht in der Hauptsache aus sehr schlammiger Grundmoräne, die an seiner Nordseite bis fast an den Gipfel steigt, an der Westseite in feste, polygene, kiesige, tuffverkittete Grundmoräne, erinnernd an die Grundmoränen der oberen *Via Mala*-Brücke, übergeht. An der Ostseite hängt die Grundmoräne in sandig schlammiger Facies zusammen mit dem kleinen Vorsprung südlich neben *Val Treps*. In dieser Grundmoräne, scharf begrenzt eingebettet und an der S W-Seite des kleinen isolirten Hügels bis an den Rhein hinabreichend, liegt ein bedeutender Fetzen von Bergsturz. Das Gestein scheint ausschliesslich Hochgebirgskalk (Malm) zu sein. Die Trümmer sind eckig splittrig fest ineinandergekeilt, etwas verkittet, contusionirt, aber niemals geschrammt. Die Bildung entspricht ganz den *Toma* der Ebene von *Ems* oder auch *ils Autz* und der Flimserbreccie. An dieser Stelle ist also zweifellos Malmbergsturz einer gegen den Rhein abfallenden Oberfläche der Grundmoräne aufgelagert. Dieser Malmbergsturz kann aber nur ein durch *Val Treps* abgetrenntes Stück des Hügels „*ils Autz*“ sein. Somit müsste sich der Sturz *ils Autz* auf und über die schon vorhandene und vom Rheine schon durchgeschnittene Grundmoränenterrasse ergossen haben — und ein Gleiches ist dann auch leicht denkbar für die Stelle bei *Vial*, wo die Bergsturzbreccie anscheinend von *ils Autz* bis an den Rhein hinabgeht.

f) Der Hügel der Kirche *Tamins* ist auch Bergsturz. Dogger, Schiltkalk und Hochgebirgskalkblöcke sind regellos gemengt. An seinem Fusse trifft man in den Gebädefundamenten der Art auf Moräne, dass ich es für mindestens wahrscheinlich ansah, dass der Kirchhügel ein der Moränenterrasse aufgesetzter Bergsturztheil sei, und dass das Gleiche auch für die östlich sich anlehnenden Schutthügel gelten möchte.

Es liegt nun die Vermuthung auf der Hand, dass die Hügel zwischen *Gürsch* und *Tamins* ursprünglich mit *ils Autz* zusammengehangen haben und einem Bergsturz von der Seite des *Kunkelspasses* und *Calanda* entstammen — denn hier kann von keiner andern Seite her dieses Material gekommen sein. Von Süden her, wo Alles Bündnerschiefer ist, lässt sich der Malmblockhügel

*ils Aut*s nicht herleiten. Wir können nur darüber zweifeln, ob er noch dem Bergsturz von Flims angehöre, oder ob er einem davon unabhängigen, von Norden gekommenen Sturze entspreche. Aus Obigem geht hervor, dass der Flimsersturz vormoränisch, der Sturz *ils Aut*s wahrscheinlich nachmoränisch ist. Ferner geben die Hügel bei Tamins eine gute gegen Nord ansteigende Verbindung.

Etwelche Schwierigkeit liegt nur darin, dass nach der Ausbildung der Grundmoränenterrassen hier der Rhein nochmals durch einen so gewaltigen Schutthaufen gedämmt worden und denselben wieder durchsägt haben soll, bevor weiter oben Seedelta sich zu bilden die Zeit finden konnten — denn solche habe ich nirgends angetroffen. Indessen die Schwierigkeit ist doch nicht so gross. Die Schutthaufen östlich von *Trins*, die wir schon wegen ihrer Höhe und dem Anlehnen nach Norden unter keinen Umständen mehr zum Flimsersturz rechnen können, müssen von Norden hergeleitet werden. So steil aber, wie ihre Oberfläche jetzt nach dem Rhein abfällt, konnten sie ursprünglich sich unter keinen Umständen hingeworfen halten. Bedeutende Ausarbeitung durch den Rhein hat also jedenfalls stattgefunden. Die Barriere brauchen wir uns übrigens nicht so hoch vorzustellen, wie *ils Aut*s. Bei solchen Stürzen ist die Schuttwelle meist gegen Ende des Ablagerungsgebietes viel höher geworfen, als gerade am Fusse der Sturzbahn, von welcher Stelle die Massen durch ihre lebendige Kraft wieder fliehen. Endlich ist zu bedenken, welch' gewaltige Erosionskraft sich im Falle einer Bergsturzbarricade hier auf die kurze Blockbarriere concentrirte. Die herrlich scharfen kleinen Terrassen im Bergsturzmateriel ausserhalb der Strasse, von *Vial* gegen den Rhein eingeschnitten, legen noch Zeugnis ab von der jungen und kräftigen Flussarbeit in diesem Bergsturz. So scharfe kleine Terrassen kenne ich nirgends am älteren Flimsersturz erhalten.

Wohl einen ähnlichen Ursprung wie der Hügel von *ils Aut*s müssen die *Toma* in der Ebene von *Ems* gehabt haben. Hier kenne ich keine Fortsetzung der Moränenterrasse mehr. Aus den Rheinalluvionen unvermittelt steigen in der Ebene um *Ems* herum 11 Kegel auf. Wenn Nebel die Fläche deckt, so glaubt man in diesen vorragenden Kegeln ein vulkanisches Kuppengebirge oder etwa die *Monti Rossi* am *Aetna* oder dergleichen zu sehen. Der

höchste, *Toma Gilli*, ragt etwa 75 m. über die Ebene. Bei *Chur* folgt nochmals eine ähnliche Gruppe viel kleinerer Hügel. Die Hügel bei *Ems* bestehen, soweit ich sie kenne, aus splittriger Malm-Kalkbreccie. Man bleibt beim Anblick des *Toma Caste*, der angeschnitten ist, zweifelhaft, ob man es mit den Resten von Norden gekommener Bergstürze oder mit Resten eines durch Gebirgsstauung innerlich zerquetschten, aber anstehenden Malmkalkes zu thun hat. Das Material eignet sich wie die Flimserbreccie vorzüglich zur Strassenbeschotterung. Ob alle *Toma* aus gleichem Material bestehen, weiss ich nicht, die Aufschlüsse sind leider sehr spärlich. Die jetzige Gestalt ist aber jedenfalls als Erosionsrelict zu betrachten.

Im Thalboden von *Ems* soll auch eine Art Löss vorkommen, ich fand die ehemaligen Aufschlüsse wieder verwachsen. Dass hier die Winde einen äolischen Auszug aus den grossen Grundmoränen hingeworfen haben, ist leicht denkbar.

Die Reihenfolge der Erscheinungen in diesem merkwürdigen Thalstück ist nach dem Obigen wahrscheinlich die folgende:

Thalbildung, Bergsturz von Flims, Moränen, Sturz ins Auts, oder vollständiger in den einzelnen Phasen:

- 1) Erosion der Thalwege, unbekannt in welche Tiefe.
- 2) Bergsturz von Flims.
- 3) Erosionsdurchbruch durch denselben und Ausbildung eines Felserosionsthalbodens im Niveau 620 bis 640 m. zwischen *Bonaduz* und *Rhäzüns*.
- 4) Vermehrte Erosion in den Felsgrund und Ausbildung eines Rheinfelsbettes etwas unter das jetzige Niveau hinab (tiefste Untergrundfläche der Grundmoräne) bis in circa 580 bis 600 m. im Gebiete *Rhäzüns-Bonaduz* unter Zurücklassung von klippenförmigen Relikten des Bodens von Nr. 3.
- 5) Eiszeit. Ueberstreuung des Flimserschuttberges mit Blöcken, Anlagerung und Auflagerung von Grundmoränen, Zuschüttung des Felserosionbodens von *Rhäzüns-Bonaduz* mit wenigstens 80 bis 100 m. Grundmoräne, stellenweise bis über das Niveau 680 m. hinauf.
- 6) Rücktritt der Gletscher, Abspülung und Abebnung der Grundmoräne auf Niveau 650 bis 660 m. bei *Rhäzüns-Bonaduz*, Abspülung der Terrasse bei *Tamins*, *Vaschnaus* etc.

7) Vermehrte Erosion, Neueinschneiden der Rheine, Erosion der Terrassen bei *Campagnia*, derjenigen nördlich *Reichenau* und des *Zollbrückbodens*. Stellenweise Ablagerung von Bergsturz- und Moränenabschwemmungsmaterial auf den eben geschaffenen Erosionsterrassen.

8) Vermehrte Erosion andauernd, Einschneiden des *Hinterrheines* bei *Rhüzüns-Bonaduz* bis auf das jetzige Niveau hinab.

9) Niedergang des Bergsturzes *Tamins-ils Autz*.

10) Relativ rasche Erosion des Stau-Riegels und Herstellung der Verhältnisse wie Nr. 8.

11) Serpentinenschwankung und Zertheilung des Rheines, dadurch Aushebeln der flachen Boden der *Isla* und des jetzigen Rheinbettes.

Dabei ist zu bedenken, dass der Rhein hier vor den Erosionsperioden Nr. 3, 4, 6, 7 jeweilen seinen Lauf vielfach ändern konnte, und der frühere Lauf sogar gänzlich verhüllt war im Momente, da das Neueinschneiden begann. So entstanden die wechselvollen Erscheinungen am jetzigen Rheinbord, die deutlich zeigen, dass jeweilen der Rhein seine alten Wege nicht mehr fand, sondern dieselben häufig kreuzte. Wahrscheinlich ist der *Hinterrhein* noch nicht auf der Tiefe seines alten Bettes vor Niedergang des *Flimserbergsturzes*. In seiner Sohle finden wir anstehendes Gestein erst ob *Thusis*.

Es ist ein recht complicirtes Stück Thalgeschichte, das uns hier vorliegt, und das keineswegs vollständig aufgeklärt ist und wohl auch nicht vollständig aufgeklärt werden kann; denn die Ursachen z. B. für manche Neubelebung der Erosion konnten an einer Erniedrigung der Erosionsbasis weit unten, am *Bodensee* oder noch entfernter, bedingt sein. Das Besondere liegt hier in der Complication mit den Bergstürzen und mit der enormen Grundmoräne. Die Frage, ob der Bergsturz von *ils Autz* auch noch vorübergehend einen *Domleschgersee* gestaut habe, bedarf ebenfalls noch näherer Prüfung.

III. Das Safienthal.

Südlich des Rheines gibt es mehrere weit circa S N laufende Querkämme als Wasserscheiden. Wir haben schon früher des Kammes erwähnt, dem der *Piz Valrhein* angehört und der über *Piz Terri* bis zum *Piz Miezdi*

geht. Ein ähnlicher, aber weniger langer Querkamm, ganz nur aus Bündnerschiefer herausgeschnitten, ist der östliche Grenzkamm des *Glennergebietes*, der Grat: *Bärenhorn*, *Weissensteinhorn*, *Crap Grisch*, *Segninagebirge*. Diese letztere Gruppe ist für die Formen eines Verwitterungsrestes zwischen nach oben sich verzweigend einschneidenden Schluchten geradezu klassisch. Kein Gesteinswechsel stört hier die Erosionsgestalten in ihrer Reinheit. Wenn alle Berge so wären, hätte man wohl schon länger eingesehen, dass alle Modellierung der jetzigen Gebirgsoberfläche Arbeit der Verwitterung und Ausspülung ist, und dass die Entstehungsvorgänge wohl im inneren Bau sich geltend machten, aber in der äusseren Form zum grössten Theil überwunden worden sind von jener ewigen Abwaschung und Ausspülung. Bei scharfer Beleuchtung ist das *Segninagebirge* (*Günerhorn*, *Piz Fess*, *Piz Riein*) mit seinen Gräten und Schluchten ein herrlicher Anblick, der selbst dem ungeübten Auge zum Bewusstsein bringt, dass nicht die Gräte den Verlauf der Thäler und Schluchten bestimmen, sondern die Thäler und Schluchten den Verlauf der Gräte als der gnädiglich noch dazwischen belassenen Rückstände eines ursprünglich massigern Gebirgskörpers. Das Auge des Kenners ruht völlig aus im Anblick dieser so schönen und so verständlichen, charaktervollen Linien, die nicht durch eine Complication zahlreicher Factoren verworren und schwierig zu lesen entstanden sind, sondern in denen nur die eine grosse Erscheinung, die überall arbeitet, in ihrer vollen Reinheit sich ausspricht. Da hat der feine Bildhauer *Wasser* ein Meisterwerk geschaffen, hier stand ihm dafür freilich auch ein vorzüglich bildsames Material, der Bündnerschiefer, zu Gebote.

Der Bündnerschiefergrat vom *Bärenhorn* nach dem *Segninagebirge* ist zugleich die westliche Wasserscheide des *Safienthales*. Seine östliche Wasserscheide ist der Grat von den *Splügener* Marmorbergen über *Piz Beverin* und den *Heinzenberg*. Das *Safienthal* ist von S nach N circa 26 km. lang bei nur 5 km. Breite von der westlichen zur östlichen Wasserscheide. Es ist eines der wenigen Thäler, die nicht dazu gekommen sind, sich durch Verzweigung nach oben baumförmig zu erweitern und die Wasserscheide dort auch in die Breite auseinander zu treiben. Das *Safiengebiet* ist oben, in der Mitte und unten gleich schmal. Der einzige schwache Versuch

einer Rückwärtsverzweigung (*Carnusathal*) ist nicht von viel Erfolg gekrönt worden.

In Zukunft wird es dem *Safienthal* noch schlimmer ergehen. Die *Nolla* schneidet sich von der tieferen Basis des *Hinterrheines* bei *Thusis* aus rückwärts sehr rasch ins Gebirge ein. Sie wird den Bergrücken bei *Glas* durchschneiden, dem *Safienrhein* in der Gegend von *Safienplatz* in die Seite fallen und ihn nach *Thusis* hinaus unter rascher Sohlenvertiefung bei dieser grossen Böschung ablenken. Das obere *Safienthal* wird dann fortan der *Nolla* und dem *Hinterrheine* angehören, während unterhalb zwischen *Safienplatz* und *Safienneukirch* dann keine Austiefung mehr sein wird, das untere *Safienthal* wird oben ein offenes abgestutztes Thal ohne Scheidekamm bleiben. So muss es kommen, wenn auch wir alle es nicht erleben werden.

Das *Safienthal* hat eine gut ausgeprägte, wenn auch wenig breite Thalstufe von 1300 bis 1700 m. von *Safienplatz* bis gegen *Brand* unter *Neukirch* hinab. Dann tritt der Fluss plötzlich hinab in eine Stromschnellenschlucht. Der Thalboden setzt sich aber in Terrassenresten, welche beidseitig gut entwickelt sind, fort hinaus bis an die Mündung des Thales, wo die Terrassen noch circa 980 m. hoch liegen. *Versam* selbst mit 909 m. liegt auf einer anderen tieferen Terrasse, die durch den Flimserbergsturz bedingt war.

Das *Safienthal* ist ein Isoklinalthal. Die Schichten streichen zwar nicht ganz in der Thalrichtung. Letztere geht gegen NNO, die Schichten streichen gegen NO. Aber auch bei dieser schiefen Richtung springt der isoklinale Charakter doch sehr in die Augen. Die linke Thalseite wird vorwiegend von Schichtflächen gebildet, die rechte ist steiler und besteht aus Querabbrüchen.

Im *Safienthal* treffen wir eine grosse Anzahl herrlicher Quellen in ganz gesetzmässiger Anordnung. Am Fusse des linken Thalgehänges, wo die Schichten gleichsinnig fallen wie der Abhang, erscheinen die Quellen als Felsschichtquellen. Eine solche, etwa 1 km. oberhalb *Thal*, liefert wohl 4,000 Minutenliter. Viele andere thalauswärts lagern ausgedehnte Quelltuffe ab. Die rechte Thalseite hingegen ist trocken, die Schichten fallen in den Berg hinein und weisen das Wasser bergeinwärts. Es erscheint dann dort am östlichen Fusse des *Heinzenberges*.

IV. Das Gebiet des Hinterrheines.

a) Ueberblick.

Kaum irgendwo ist die Stufung eines Thales auffallender als im *Hinterrheine*. Unter dem flachen *Paradiesgletscher* mit 2200 bis 2400 m. folgen die Schluchten und Wasserfälle der *Hölle*; dann der lange Thalboden von *Hinterrhein* (1610 m.) bis hinaus über *Splügen* und *Sufers* (noch 1400 m.). Da fängt der Rhein wieder zu brausen an und in Stromschnellen und Wasserfällen von einem Erosionskessel zum andern durchheilt er die *Rofna*, sich in der Tiefe hinwindend zwischen den oben gletschergeschliffenen Felsköpfen. Fast plötzlich tritt er aus der engen Schlucht in ein weites Thal hinaus. Die Thalerweiterung fällt nicht etwa mit der Gesteinsgrenze zusammen, sondern sie gehört erst noch ganz dem festen Rofnaporphyr an und setzt sich später in Bündnerschiefer fort. Dies ist die circa 6 km. lange Thalstufe des *Schams* mit 979 bis 900 m. Meerhöhe. Das Stammthal des *Hinterrheines* ist eigentlich das *Averserthal*. Das *Hinterrheinthal* ist sein Nebenthal, ein Längsthal, welches sich in der *Rofna* mit dem Hauptthale vereinigt. Fortan bleibt der Hinterrheinthalweg ein Querthal. Ohne Veränderung im Gestein nähern sich plötzlich wieder die zurückgetretenen Thalseiten, es folgt die enge Kluse der *Via Mala*. Auch sie öffnet sich so zu sagen plötzlich und wiederum ohne Gesteinswechsel in die weite Thalstufe des *Domleschg* 690 bis 620 m. Bei *Rothenbrunnen* unten ist's, als ob das Gebirge nochmals die Ausbildung einer Stromschnelle versuchen wollte, allein die dortige Einengung bleibt heute ohne Wirkung auf das Gefälle des Flusses, das letztere setzt annähernd gleichförmig bis *Reichenau* und über *Chur* hinaus fort; der Riegel ist hier von der Erosion gänzlich durchsägt und besiegt: Er ist ein abgestorbener Riegel.

Die eine grosse Thaleinengung und Stromschnelle, die *Rofna*, gehört dem Rofnaporphyr an. Man möchte ihre Ausbildung dem festen Gesteine zuschreiben. Die andere aber, die *Via Mala*, gehört ganz dem Bündnerschiefer an, der sich hier seiner Gewohnheit entgegen in steilen Wänden deshalb zu halten vermag, weil die Schlucht quer zur Streichrichtung geht. Ein Theil der zwischenliegenden weiten *Schamserthalstufe* ist im Rofnaporphyr, ein Theil im Bündnerschiefer eingebettet. Hinterhalb *Hinterrhein* liegt sowohl der lange

flache *Zapportthal*boden wie die hinteren Steilschluchten im gleichen *Adulagneise*. Diese Erscheinungen beweisen deutlich, dass eben Thalstufen und Stromschnellen in ihrer Entstehung nicht durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit verschiedener Gesteine bedingt sind. Sie sind auch nicht festgeheftet an den Ort, wo sie jetzt liegen, sondern sie wandern flussaufwärts. Die *Via Mala* wird dereinst den Charakter der Thalkluse bei *Rothenbrunnen* annehmen und das *Schams* wird annähernd auf das Niveau des *Domleschg* ausgespült sein. Die Stromschnelle der *Via Mala* wird bergaufwärts der *Rofna* nacheilen und sie vermuthlich an ihrer schweren Arbeit in dem zähen Rofnaporphyr einholen, wodurch eine Stufe vom Niveau des *Schams* ausfallen oder nur noch an Terrassen zu erkennen sein wird. Wenn beide nun concentrirten Gefälle erst die *Rofna* tiefer durchgeschnitten haben, dann wird auch der friedliche Thalboden des *Rheinwaldthales* wieder gestört und dem Meerniveau etwas näher gerückt werden. Die Frage, warum ein bestimmter, jetziger Wasserfall einer Stromschnelle gerade an dieser Stelle entstanden sei, ist manchmal nicht viel besser als die Frage, warum in einem Strombett heute ein bestimmtes Gerölle hier, und nicht ein oder zwei Meter weiter oben oder unten liege. Mehr Sinn kann die Frage haben, warum ein Wasserfall und nicht eine gestreckte Stromschnelle entstanden ist. Dies ist oft durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingt. Aber es gibt da immer noch Fragen, die zu stellen berechtigt sind, die aber noch immer unbeantwortet bleiben. Warum treten so oft die beidseitigen Bergmassen beim Eintritt in eine Stromschnelle so auffallend eng zusammen auch da, wo nicht etwa ein festeres, langsamer sich ausarbeitendes Gestein folgt? (Oberer Eingang der *Via Mala*, Riegel im *Oberhalbstein*, z. B. bei *Mulins* etc. etc.) Ist da eine jüngere Dislocation im Spiele, die den Fluss kreuzt? Auch das nicht! Denn die alten höheren Terrassen und Thalstufensysteme werden durch solche Klusen in ihrem Verlaufe nicht gestört. (Verglichen ferner über die Thalbildung im Adulamassiv, S. 372.)

b) Das Schamserthal.

Der Charakter des weiten *Schamserthales* ist dadurch gegeben, dass der Rhein mit geringem Gefälle dem *Via Mala*-Einschnitte zuströmt, während von

rechts und links gewaltige Schuttkegel von Wildbächen sich angelagert haben. Auf mehr als 1 km. Breite besteht der Thalgrund aus Schuttboden, und Strassen und die projectirte Splügenbahn können sich von *Bärenburg* hinter *Andeer* bis zum Eintritt in die *Via Mala* nur über Schuttkegel und Rheinkies bewegen. Unter Umständen böten sich hierin viele Gefahren, im *Schamserthale* aber nicht. Der *Via Mala-Riegel* hat sich nämlich offenbar in den letzten Zeiten mehr und mehr ausgetieft. Dies hat dem Rhein im *Schamserthale* neues Gefälle und neue Stosskraft gegeben, und desgleichen durch seine Austiefung auch allen Wildbächen, die hier in den Rhein münden. Dadurch ist die Erhöhung, überhaupt die Ausbildung der grossen Schuttkegel in Stillstand gekommen. Die Wildbäche überschütten sie nicht mehr mit Geschieben, wie dies in einer früheren Periode der Fall gewesen sein muss, sondern sie haben sich auf ihren Schuttkegeln wieder tiefe Gräben eingeschnitten. Die Schuttkegelflächen sind mit Wald, Wiesen und Kulturen bedeckt. Der Rhein selbst hat sich tiefere Terrassen in seinen früheren Ablagerungen ausgeschnitten und die letzteren als höhere, vor jeder Ueberschwemmung gesicherte Flächen zurückgelassen (z. B. Fläche von Dorf *Zillis*). Die Stirne der meisten Schuttkegel ist vom Flusse in concav bogenförmigen Terrassenabstürzen angeschnitten. Das ganze *Schamserthal* ist eine herrliche Terrassenlandschaft geworden, oben, besonders an der Westseite, Erosionsterrassen im Fels, unten Accumulationsterrassen und, noch jünger, Erosionsterrassen im Geschiebegrund. Einige Schuttkegel, wie z. B. derjenige von *Survis* und von *Plawnatsch*, sind ausserdem noch dadurch stille geworden, dass der zugehörige Wildbach in seiner Thätigkeit fast völlig abgestorben ist. Was die Wildbäche des Schamserthales von Geschieben dem Rheine zuführen, vermag derselbe alles aufzunehmen und durch die *Via Mala*-Schlucht hinauszuspülen. Die durch das neue Einschneiden der Wildbäche auf ihren Schuttkegeln und des Rheines an der Frontlinie der Schuttkegel hie und da erzeugten frischen Abrisse sind dermalen die einzigen Veränderungen im Thalboden von *Schams*. Ein bedeutender Theil dieser Terrassenabstürze sind indessen in ihrer Ausbildung für lange Zeit abgeschlossen, die Wasser sind von ihrem Fusse zurückgetreten (z. B. Terrassenabsturz nördlich von *Zillis* über der Strasse, ebenso südöstlich hinter *Andeer*, unterhalb des Dorfes *Donath* etc.).

Auf der ganzen Linie von *Andeer* bis in die *Via Mala* hinab findet sich dormalen kein einziger frischer Uferanriss am rechten Rheinborde, wohl aber eine ganze Anzahl am linken. Der Rhein hat also gegenwärtig mehr Neigung, sich links zu verschieben, als rechts.

Das für *Schams* so bezeichnende Absterben der grossen Schuttkegel in ihrer Ausbildung und das Einschneiden der Bäche auf denselben in den letzten 20 bis 50 Jahren zeigt an, dass die Neubelebung der Erosion durch das Hinaufwandern der *Via Mala*-Stromschnellen schon fühlbar geworden ist. Wir stehen an der Wende der Dinge.

Auf der linken Thalseite von *Schams* ist die Terrassirung der Abhänge bis in die hohen Alpen hinauf an manchen Stellen sichtbar. Bei 1500 m. Meerhöhe, also volle 600 m. über dem Rheine, hoch über dem Eingang in die *Via Mala*-Schlucht östlich unter dem Dorfe *Lohn* traf ich noch ein ausgezeichnetes horizontal geschichtetes, zur Nagelfluh verkittetes altes Lager von grobem Rheinkies, nicht etwa Kies des überliegenden Abhanges. Rofnaporphyr ist unter den Geröllen häufig. Entweder ist dies Lager glacialen oder dann noch viel älteren Ursprunges.

Die linke Thalseite des *Schams* ist reich an Erratica, die rechte hingegen arm. Offenbar waren die flacheren terrassirten Böschungen links zum Auffangen der erratischen Bildungen viel besser geeignet, als die Kalkwände rechts. Beidseitig erscheint als erratischer Block am häufigsten der Rofnaporphyr.

Bei etwa 1850 m. Meerhöhe liegen über dem Dorfe *Splügen* einzelne grosse erratische Blöcke von altem Glimmerschiefer des Adulagebietes. Auch diese Gesteine treffen wir im Erraticum von *Schams*, doch fand ich sie nur links. Der Gletscherzufluss aus dem *Averserthale* hielt offenbar die rechte Thalseite besetzt. Vielfach wird man dort Erratica nicht von den Felsblöcken der Umgebung unterscheiden können.

In den höheren Alpen linksschamsisch bis zu etwa 1800 m. hinab herrschen die Localerratica vor. Der *Anmarosagletscher* ist in seinen Seitenmoränen noch sehr schön erhalten. Alle die sonderbaren Gesteine der *Splügenerkalkberge* sind in denselben vorhanden. Erst bei etwa 1900 m. bis 1800 m. folgen die Gesteine des Rheingletschers. Bei *Promischur* liegen massenhaft Rofnaporphyre auf Bündnerschiefer, ob *Wergenstein* und hinüber

gegen *Mathon* durchfurchen die Schluchten über Rauchwacke liegende bedeutende Moränen. Von *Lohn* gegen *Summapunt* hinaus ist das Gehänge mit Rofnablöcken überstreut. Der Kirchhügel von *Andeer* besteht aus Blöcken schiefrig glimmeriger Abänderungen des Rofnagesteines. Ich blieb im Zweifel, ob es sich hier um den Rest einer Moräne oder eines Bergsturzes handle.

Auf den abgestorbenen Schuttkegeln von *Schams* fand ich keine sicher glacialen Erratica. Damit in Uebereinstimmung trifft man unterhalb *Reischen* eine Stelle, wo deutlich die Moräne unter dem Schuttkegel und auf dem Bündnerschiefer liegt.

Als besonders bemerkenswerthe Quellen nenne ich die starke Gyps-Eisenquelle von *Pignieu* (*Bad Fravi Andeer*, Dr. Fr. Goll, das Mineralbad *Pignieu-Andeer* 1882), die in unbegreiflicher Lage oben auf der Höhe des *Pignieu* Schuttkegels aussprudelt und den Schutt mit Ocker verkittet hat. Die prachtvollen Süßwasserquellen *Auas* (d. h. Wasser) entspringen in einer mit erratischen Taspinitblöcken bestreuten flachen Mulde südlich *Zillis* am Fusse der Kalkwand unter der *Alp Ciss*. Zahlreiche kleinere Quellen erscheinen noch etwas weiter südlich auf dem todtten Schuttkegel von *Plaumatsch*. Mit ihren Kalktuffablagerungen verkitten sie die Schuttkegel zu Conglomeraten und befestigen deren Steilborde gegen den Rhein. Eine weitere sehr schöne Quelle erscheint über dem Schuttkegel nördlich von *Reischen*. Mit dem tieferen Einschneiden des Rheines können auch diese Quellen allmähig tiefere Wege finden.

c. Die Via Mala-Schlucht.

Die *Via Mala*-Schlucht ist ein fast 6 km. langer, tiefer Querdurchschnitt mit Stromschnelle, der von 915 m. auf 690 m. hinableitet, also im Ganzen 225 m. Gefälle hat. Frische, kahle Felserosionsterrassen voll Strudellöcher, verticalwandige, spaltenförmige Erosionsrinnen aus lauter ineinandergesenkten Strudellöchern auf 50 bis 80 m. Tiefe, in welchen der brausende Fluss sich den Blicken entzieht, Steinschlagrinnen und Lawinenzüge, Wasserfälle und dann wieder freundliche Thalerweiterungen wechseln in überraschender Weise mit einander ab.

Daran kann heutzutage wohl kein Geologe mehr zweifeln, dass nicht ein gewaltsames Zerreißen des Gebirges, sondern die Arbeit des geschiebe-

führenden, fliessenden Wassers diese Rinne geschaffen hat, so dunkel, so spaltenförmig sie auch sein mag. An Beweisen dafür fehlt es nicht. Alte Erosionskessel, noch sehr deutlich erhalten, so wie sie sich nur am Boden des Flusses bilden können, sind an einzelnen Stellen noch über 60 m. hoch über dem jetzigen Flusslaufe erhalten. Geschichtete Kies- und Sandlager des Rheines in geschützten Winkeln gehen noch höher hinauf. Erosionsterrassen im Fels, Spuren alter Flussläufe gehen bei *Hohen-Rhätien* 950 m. und *Rongellen* 1016 m. viel höher hinauf, als der Thalboden von *Schams* (910 m. am oberen Eintritt in die *Via Mala*). Auffallend ist die grosse Dauerhaftigkeit der steilen Wände bis hoch hinauf. Steinschläge sind zwar häufig, grössere Stürze aber nicht.

Sehr viel reichlicher, als es unsere Karte zeigt, sind in der *Via Mala* die Gletscherablagerungen vertreten. Eine ganze Anzahl diesbezüglicher Beobachtungen hatte ich erst im Sommer 1890 anzustellen Gelegenheit. Es ergibt sich daraus, dass die Gletscher im Allgemeinen die *Via Mala*-Schlucht schon bis in das Niveau der Strasse und zum Theil noch tiefer ausgefressen vorgefunden haben, und dass sie sich fast in alle Winkel des grossartigen Durchbruches hineingedrängt haben, mit einziger Ausnahme der tiefsten Erosionskesselrinnen. Beginnen wir oben:

Der Schuttkegel von *Reischen* drängt den Rhein an den linksseitigen Bündnerschiefer. Allein seine Sohle wird hier noch nicht von Fels gebildet. Enorme Taspinitblöcke im Rheinbett und auf einer kleinen Rheinerosionsterrasse unmittelbar unterhalb der Mündung des *Reischnerbaches* sind anscheinend aus dem Schuttkegel des letzteren allmählig freigespült worden. An der untersten Ecke des Schuttkegels von *Reischen* sehen wir unter demselben Grundmoränen auf einem Bündnerschieferfelskopf sitzend. Hinab bis zur obersten Brücke sind zwar die Felswände auf beiden Seiten fester, kalkiger Bündnerschiefer, allein am Rheinbord erscheint beiderseits (5 bis 10 m. über das Wasser entblösst) ein Gebilde, das aus der Ferne wie sandiger Tuffstein oder Quelltuff aussieht, sich aber bei näherer Betrachtung als eine alte, felsenfest verkittete Gletscherablagerung, eine Art durchtuffter kleintrümmiger Grundmoräne erweist. Dies Material ist stellenweise ungeschichtet,

stellenweise zeigt es Schichtung thalaufwärts, häufiger thalabwärts geneigt. Am Rheinbord erscheint es beiderseits und benimmt sich wie fester Fels. Die oberste Strassenbrücke der *Via Mala* ist auf diese erhärtete Moräne gestellt, und von 350 m. oberhalb derselben bis 600 m. unterhalb bildet sie Bord und Boden des Rheinbettes. Erst dort bei 855 m. Meerhöhe betritt der Rhein den anstehenden Bündnerschiefer, während die Moräne unten fortan ausbleibt und sich nur noch in Fetzen höher oben an und über der Strasse zeigt.

Diese Verhältnisse beweisen, dass die *Via Mala*-Schlucht in ihrem oberen Theile vor der Gletscherzeit tiefer gewesen sein muss, als jetzt, dass die Eiszeit sie hier zum Theil zugeschüttet und damit wohl auch die Erhöhung des Thalbodens von *Schams* befördert hat, und dass bis auf den heutigen Tag der Rhein noch nicht damit fertig geworden ist, die Moränen wieder auszufegen. Noch jetzt arbeitet er auf einer Länge von circa 1900 m. mit einem Gefälle von vollen 60 m. und bringt es dabei nicht weiter, als dass die Fundamente der Brücke von Zeit zu Zeit reparirt werden müssen. Gleich oberhalb der Brücke liegt eine kleine Terrasse von Grundmoräne mit circa 3 m. grobem Rheinkies bedeckt. Diese Terrasse liegt bei 891 m., der Rhein an dieser Stelle bei 870 m. Die Differenz von 21 m. mag wohl etwa die Ausspülungsarbeit des Rheines an dieser Stelle seit der Eiszeit sein. Im Bündnerschieferfels arbeitet er entschieden rascher als in diesem zähen Moränenbeton.

Gleich oberhalb der Einmündung des Grabens von *Summapunt* in den Rhein treffen wir unten einige Meter über dem Flusse linksseitig im 40° SW fallenden kalkigen, festen Bündnerschiefer eine Felsterrasse von circa 50 m. Breite und 150 m. Länge. Dieselbe ist von prachtvollen Erosionskesseln durchlöchert und zeigt zwei verschiedene ausgeschliffene, jetzt verlassene Rheinwege. 60 m. höher oben über der Strasse liegen Reste typischer felsig verkitteter Moränen.

100 m. thalaufwärts der mittleren Brücke an der Strasse, 53 bis 55 m. über dem jetzigen Rheinbett sind zwei schöne Erosionskessel erhalten. Hier in der Tiefe tritt der Rhein in den schaurigsten Theil seiner Schlucht. Es folgen die zwei Brücken der Strasse, dazwischen unten einige kesselförmige Erweiterungen. Die Erosionskessel sind bis an die Brücken, also wohl 70 m.

über den Fluss hinauf erhalten. Das Gestein ist hier graphitglänzender Thonschiefer, mit vielen Quarzschnüren durchzogen, oft wellig gefaltet, 30 bis 40° SO fallend. Rechtsseitig hängt über der Strasse gleich ob der unteren Brücke wieder ein tuffig verkitteter Moränenfetzen, links etwa 100 m. thalauswärts von der unteren Brücke an der Strasse liegt verkittete Moräne und bergwärts einfallender Sand. Die Sand- und Kiesausbeute hat hier sehr merkwürdige Verhältnisse blossgelegt: die Moräne geht hier unter eine überhängende Felswand hinein, die an dieser Unterseite einen sehr guten Gletscherschliff zeigt, an welchem das Moränenmaterial zum Theil wie angemörtelt klebt. Die Stelle mag 75 m. über dem Flusse liegen. Also in diese Schluchttiefe hinein zwängte sich der Gletscher, und hier hobelte er noch an der Unterseite überhängender Wände! Gewiss sahen alle Felsecken und Kanten der *Via Mala*-Schlucht unmittelbar nach dem Rückgang des Gletschers ganz anders aus als heute — alle Vorsprünge waren geschliffen und gerundet. Aber wo nicht eine gut angekleisterte Moräne schützte, ist der Schliff wieder abgewittert. Rundhöckerformen habe ich in der *Via Mala*-Schlucht nicht mehr gefunden — überall frische Abwitterungsgestalten, wie sie niemals unter dem Gletscher sich bilden könnten.

Wenn wir die Wände der *Via Mala*-Schlucht betrachten, sehen wir im Grossen wie im Kleinen nur die Formen der Abwitterung und Ausspülung, und Niemand könnte den Formen absehen, dass einst der Gletscher hier gearbeitet hat. In dieser Beziehung bietet die *Via Mala* ein ganz anderes Bild als die *Rofna*. Finden wir nun unter geschützten Winkeln doch gelegentlich die Gletscherarbeit erhalten, so folgt daraus, dass dieselbe im Ganzen: 1) die ursprünglichen, durch die anderen Agentien modellirten Formen nicht zu verwischen vermochte, und 2) dass seither auch das Detail der Gletscherarbeit fast ganz wieder überwältigt worden ist durch Abwitterung und Erosion.

Die schwarzen graphitglänzenden Thonschiefer halten noch thalauswärts mit 10 bis 30° SO-Fallen an. Nahe bei der Mündung der Bachrinne südlich von *Breitenberg* klebt wieder ein Fetzen Moräne. Wir treten hinaus in den erweiterten Thalkessel von *Rongella*. Da sind nur die schaurige unterste Rheinschlucht und die Rinnen der Seitenbäche im Bündnerschiefer kahl aus-

gespült, die sanfteren, seitlichen Gehänge sind beiderseits mit bedeutenden, zum Theil auch grossblockigen, fest verkitteten Moränenmassen ausgekleidet. Einzelne Bündnerschieferköpfe, z. B. ob der Strasse beim Wirthshaus *Rongellen*, ragen aus dem Moränenschutte hervor. Ueber der Strasse oberhalb des *Rongellenbaches* erscheinen 110 m. über dem Rhein Lager von Sand und feinem Kies mit bergewärts fallender Schichtung, oben mit Quelltuffen überkrustet.

Beim Eintritt in die unterste Kluse der *Via Mala*, das sogenannte *verlorene Loch*, bleiben die Moränen zurück. Ich habe im ganzen *verlorenen Loch* keine Spur derselben mehr angetroffen. Die Felsmasse der Bündnerschiefer ist hier 30° SSO geneigt. Sie besteht aus einem oft widersinnig geklüfteten, sehr compacten kieseligen Kalkstein oder sandigen Mergelkalk, in welchem in unerklärlicher Lagerung Schiefernecker in gewundenen Gestalten eingeschlossen sind. Dieses compacte Gestein hat über 100 m. Mächtigkeit. Ihm gehört der Strassentunnel des *verlorenen Loches* an. Weiter unterhalb droht in einer Einbiegung der Strasse von der oberen Kante ein Absturz auf die Strasse. Dann folgen wieder schwarze Schiefer mit nur einzelnen, circa 1 m. dicken Bänken des compacten Kalkgesteines. An Steinschlägen ist der Abhang des *Crapteig* wie der gegenüberliegende reich. Noch einmal, circa $\frac{1}{2}$ km. ob der Einmündung der *Nolla*, folgt eine Einengung der Hinterheinschlucht, wo wieder ein compacteres Gestein mit 20 bis 30° SO-Fall in dieselbe hinabsteigt. Bänke von kieseligem Mergelkalk von 0,1 bis 0,6 m. wechseln ab mit Thonschieferblättern von bloss 0,02 bis 0,05 m. Dieser Complex steigt rechts hinauf zur Ruine *Alta Realta*. Der Ausgang der *Via Mala*-Schlucht ist in schwarzem Bündnerthonschiefer gebettet.

Im oberen Theile der *Via Mala* ist das Gestein gleichförmiger in seiner Verwitterbarkeit. Sein Wechsel spricht sich in den Schluchtformen nicht in grösseren Zügen aus. Hier in der unteren *Via Mala* aber ist der Einfluss eines für die Verwitterbarkeit bedeutenden Gesteinswechsels leicht ersichtlich: 1) Thalausweitung bei *Rongellen* in weichen Thonschiefern; 2) enge verticalwandige Schlucht, „*verlorenes Loch*“, wo der compacte kieselige Mergelkalk die Kluse schneidet; 3) etwelches Zurücktreten der Gehänge mit Schutthaldenböschungen im unterliegenden Thonschiefer; 4) Einengung im compacten

Kalkstein $\frac{1}{2}$ km. oberhalb der *Nollamündung*, dann wieder etwelche Ausweitung.

Der Rhein aber bildet keine Wasserfälle über die compacten kalkigen Schichtcomplexe, nicht einmal auffallende Stromschnellen. Er hat in der Schlucht, die ihn durch den Kessel von *Rongellen* führt, mehr Gefälle, als im *verlorenen Loch* und bei der untersten Einengung. Daraus ist ersichtlich, dass der hier genannte Wechsel von enger Schlucht und Ausweitung nicht sowohl das Abbild der leichteren oder schwierigeren Durchsägungsarbeit des Flusses in diesen verschiedenen Gesteinen, als vielmehr die Folge der leichteren oder schwierigeren Verwitterung und Abböschung, der flacheren oder steileren Maximalböschung ist, wie sie sich über dem vom Fluss ausgeschliffenen Geleise macht. Oder kürzer: der Wechsel von Einengung und Erweiterung des Thales, von Kluse und Kessel ist nicht durch ungleiche Erosion, sondern durch ungleiche Verwitterung verschiedener Gesteinscomplexe bedingt.

d) Das Gebiet von Domleschg-Heinzenberg und die Nolla.

Die Thalstrecke *Domleschg-Heinzenberg* hat breiten, flachen Rheinkies-
thalboden, rechtsseitig grosse, weite, alte, höhere Bündnerschieferterrassen, auf welchen die Dörfer des *Domleschg* stehen. Linksseitig am breiten quellen- und quelltufrreichen *Heinzenberge* liegen viele Erratica. Am Fusse desselben zusammenhängend ausgedehnte Grundmoränen. Einen sonderbaren, in der Rheinebene gebliebenen Moränenrest stellt der Hügel *Pardisla* dar. Ob *Scharans* erscheint eine starke Moränenanhäufung, erratische Blöcke liegen auch auf den Terrassen des *Domleschg*. Gewiss würde ein näheres Studium dieses Gebietes thalgeschichtlich von besonderem Werthe sein. Ich habe bestimmt beobachtet, dass die ausgezeichnet schönen Erosionsfelsterrassen des *Domleschg* von *Fürstenu* bis *Tomils* thalauswärts aufsteigen, was wohl kaum anders als durch eine Dislocation in sehr später Zeit erklärt werden kann. Ob die Terrassen am *Heinzenberge* die gleichen Erscheinungen zeigen, weiss ich nicht. Eine solche relative Einsenkung des südlichen Thalgebietes würde die Verbreiterung des Thalstückes nach rückwärts, die breite Schuttauuffüllung zwischen *Thuisis-Sils-Zollbrücke-Katzis* und das so plötzliche unver-

mittelte Zusammenstossen von *Via Mala*-Schlucht und weitem Auffüllungsboden erklären. Meine Beobachtungen sind hier zu lückenhaft, um weiter einzutreten.

Im unteren Theile des *Domleschg* besteht der Bündnerschiefer aus fast durchweg 30 bis 60° SSO einfallenden schwarzen Schiefern mit vielen verworrenen adrigen oder knolligen kalkigen Bänken.

Von rechts in den oberen Theil des *Domleschgerthales* kommt der durch den *Schynpass* abgelenkte (79, I, 321 etc.) *Oberhalbsteinerrhein* mit *Albula* und *Davoserlandwasser* und bringt nicht nur neues Wasser und neues Geschiebe, sondern durch seinen Thallauf als Gletscherweg der Eiszeit auch neue Erratica.

Bei *Alvaschein* an der *Schynstrasse* treffen wir in Menge erratische Blöcke von grünen, grobkörnigen Graniten des *Juliergebietes* beisammen mit Blöcken eines rothen Sernifites, der sich von demjenigen des *Sernfthales* nicht unterscheiden lässt, und mit Serpentinblöcken.

Von dort durch den ganzen *Schynpass* und an den Abhängen von *Sils* bis gegen *Thusis* wiederholen sich häufig erratische Blöcke von Juliergranit, welche offenbar als linke Seitenmoräne aus dem *Oberhalbstein* durch das *Schynthal* hierher gelangt sind. Damit mischen sich dann im Winkel zwischen *Via Mala* und *Schyn* Blöcke jener sonderbaren krystallinischen Gesteine von der *Alp Taspin* im *Schamserthal*.

Im Gebiete des *Schyn* sehen wir im Bündnerschiefer — ich flechte das hier ein, weil früher keine Gelegenheit sich bot — sehr viel schwarzen, ebenen Dachschiefer, dazwischen vielfach Kalksandsteinbänke, kieselige Kalke und braune Kalkbänke, reich an unkenntlichen Echinodermenresten. Der Fall ist auch hier vorherrschend 20 bis 35° SSO, und die Regelmässigkeit desselben häufig durch scharfe Umbiegungen unterbrochen. Nahe der *Solisbrücke* ist ein Fetzen Röthidolomit im Bündnerschiefer eingeschlossen, und unten gegen den Fluss hin erscheint etwas Gyps. Der letztere tritt dann auf dem Gebiete von Blatt XV als mächtiges Lager, stellenweise von etwas Röthidolomit begleitet, unfern *Tiefenkasten* auf. Beim Dorfe *Alvaschein* an der *Schynstrasse* erscheinen wieder die braunen Echinodermenkalke des Bündnerschiefers mit 30° SSO-Fall. Die Austiefung ist schon weit vorgeschritten, Nachbrüche von Bedeutung sind nicht häufig, obschon das Verhältniss der Schluchtrichtung zum Schichtfall weniger günstig ist als in der *Via Mala*.

Der berühmteste Wildbach Graubündens ist die *Nolla*; symmetrisch zum *Schyn* fällt sie von der linken Seite in den Rhein. Sie ist bestimmt, demselben in späterer Zukunft dereinst wiederum einen Bundesgenossen im oberen *Safer Rhein* zuzuführen. Der Ort *Thusis* liegt auf einem grossen alten Schuttkegel der *Nolla*, der sich auch südlich dieses Wildbaches fortsetzt, und auf welchen sich dort der abgestorbene, von Süden kommende, schöne Quellen ergiessende Schuttkegel des *Seissabaches* stützt. Die *Nolla* hat sich in diesem Schuttkegel wieder etwa 25 m. eingeschnitten, und in diesem Einschnitt einen Thalboden von 150 bis 200 m. Breite ausgefressen, beidseitig von den Steilborden an den alten Schuttkegeln begrenzt. Beim Dorf *Thusis* steigt der Fels auf. Die Steilborde unter der *Thusiser Nollabrücke* und noch etwa 200 m. weiter hinab sind anstehender Bündnerschiefer, der Thalboden der jetzigen *Nolla* in diesem Theile ist etwas schmaler, in Tiefe, Böschung und Gestalt aber ganz gleich wie da, wo er in Schutt eingesenkt ist. Die Bedeutung der *Nolla* als Wildbach hat sich schon oft in erschreckendster Weise gezeigt. Ende August 1868 hat sie auf weite Erstreckung den Hinterrhein durch 4 bis 6 m. hohe Ablagerung gestaut und hinten gleichzeitig in ihren Sammel-schluchten Vertiefungen bis zu 30 m. in zwei Tagen zu Stande gebracht. Der Rhein hat dann den Schuttriegel des seitlichen Wildbaches durchbrochen und die Verheerung durch Geschiebe thalauswärts getragen. Dergleichen wiederholte sich oft. Die ganz festen Gesteine am Stirnkranz der Thalsperren, welche in die *Nolla* gebaut worden sind, werden gewöhnlich in einem Jahre etwa $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ m. tief durchgeschliffen.

Ich habe niemals, so sehr ich mich stets für die Erscheinungen des Geschiebetransportes interessirte, ein so dunkel schlammiges Wasser gesehen, wie dasjenige der *Nolla* nach einigen Stunden Regen, schon ohne dass ein Muhrgang stattfindet, aussieht. Es ist das Wasser so graphitschwarz, dass es sich in der Farbe von dem schwarzen Schieferschutt, durch den es fliesst, gar nicht unterscheidet. Taucht man die Hand hinein, so zieht man sie nachher so schwarz heraus, als ob man sie in etwa zur Hälfte verdünnte Tinte getaucht hätte, und die graphitschwarze Farbe setzt sich auf der Haut fest. Die schwarze Brühe färbt den Rhein, in den sie sich ergiesst. Herr *Dr. Ad. v. Planta-Reichenau* hat vorzügliche Obstculturen in dem mit *Nollaschlamm*

gedüngten Boden erzielt. Der Hinterrhein oberhalb *Thusis*, sowie die *Albula*, welche hier nahe beisammen sich vereinigen, haben meistens viel klareres Wasser und werden bei Regenzeiten mehr braun als schwarz. Freilich liegt nur ein kleinerer Theil ihres Sammelgebietes im Bündnerschiefer, und derselbe ist hier zudem seltener so intensiv schwarz und so leicht zerstörbar wie im Sammelgebiete der *Nolla*.

Sehr zu empfehlen ist ein Gang in das Sammelgebiet der *Nolla*, oder, da die Schluchten selbst meist ungangbar sind, in dessen Umrandung:

In der Gegend von *Glas*, über *Stutz* gegen *Tschappina*, ist der Boden von Rissen durchsetzt so sehr wie ein steiles Firnfeld. Viele Gestalten erinnern an solche der Firnregionen, nur sieht Alles düster schwarz aus. Alles ist in langsamer Bewegung begriffen, Alles fliesst den *Nollaschluchten* zu, wo stets der vorgestossene Fuss der rutschenden Bergmassen wieder weggespült wird, und die Bewegung wieder auf's Neue sich anregt. Zahlreiche Häuser und Scheunen stehen schief. Einige Ställe sind seit 10—20 Jahren um 40—60 m. thalwärts gewandert. Früher benachbarte Gebäude liegen jetzt getrennt.

Man irrt gewiss, wenn man die Schuld ausschliesslich stets im Kolken der *Nolla* sucht und stets nur dort unten mit Thalsperren zu wehren bestrebt ist. Die Gebirgsmassen würden nicht in dem Masse sammt dem aufliegenden Culturland und den Dorfschaften und Gehöften langsam und stetig gegen die *Nollaschluchten* zusammenfliessen, wenn nicht ihre Risse so sehr durchnässt würden. Es besteht hier oben bei *Glas* und *Tschappina* eine höchst schlimme uncontrolirte Wasserwirthschaft. Zahlreiche starke Brunnen, viele schlecht construirte Bewässerungsgräben senden ihre Abwasser in die zahllosen Risse hinein; man lässt das Wasser in den Spalten und Einsenkungen als Tümpel oder kleine See'n stehen, bis es recht tief und gründlich die Felsrisse und Schieferschichtfugen durchnässt hat; nichts wird geschlossen abgeleitet. Mancher Bauer sieht sein Wohnhaus von seiner Scheune durch einen Bodenriss getrennt und beide Gebäude sich stets mehr entfernen; er lässt aber sorglos sein Brunnenabwasser daneben Jahr aus Jahr ein in den Riss versiegen!

Auskolken der aufwärts sich verzweigenden Schluchten und stetiges Nachsinken und Nachfliessen des Terrains gegen diese Ausspülungsfurchen

hin tritt uns hier in einer Grossartigkeit und Schreckhaftigkeit entgegen, wie selten sonst. *Nolla* und *Rieinertobel*, *Zafragia* und *Schleuisertobel*, *Drun* und *Laaxertobel* und viele andere mehr sind ergreifende Bilder der Wasserarbeit in unserem Untersuchungsgebiete.

e) Ein verlorenes Stück Hinterrheinthal (der Thaltorso von Kunkels).

Schon früher (79, I, S. 320 etc.) habe ich darauf hingewiesen, dass ursprünglich zwei Rheinläufe bestanden als ächte parallele Querthäler: dem Westrhein gehörte an das ehemalige *Avers*, *Schams*, *Domleschg*, *Kunkelspasslinie-Taminathal*, *Walensee*, der Ostrhein hingegen, der aus *Oberhalbstein* kam, floss über die *Lenzerheide-Parpan*, *Chur*, *Luziensteig* nach dem *Bodensee*. Zwischen beiden Rheinläufen bestand einer der längsten Querkämme als Wasserscheide, herausmodellirt aus den nach ihrem inneren Bau und ihren Materialien verschiedensten Faltenzonen der Alpen. Es war der Kamm vom *Gletscherhorn* im Hintergrunde des *Avers*, über *Weissberg*, *Piz Curver*, *Muttenberg*, *Stäzerhorn*, *Malixerberg*, *Calanda*, *Fläscherberg*, *Kammegg* etc. Ein Seitenfluss des Westrheines, der *Schyn*, griff den Ostrhein an, lenkte ihn nach Westen ab und brachte dadurch das Thalstück *Lenzerheide-Parpan* in Stagnation. Dieser verlassene Thalboden hat seither, ganz wie die Domleschgerterrassen, widersinniges Gefälle erhalten. Ein Seitenarm des Ostrheines griff von *Chur* gegen WSW, schnitt den Westrhein an und lenkte ihn östlich ab. So fliesst jetzt das Wasser aus *Oberhalbstein* erst in dem Ostrheinstammthal, dann in dem Seitenthal des alten Westrheines (dem *Schyn*), dann ein Stück weit auf der Westheinstammlinie (im *Domleschg*), hernach in altem Seitenthal des Ostrheines (*Reichenau-Chur*) und wieder in der Fortsetzung des alten Ostrheinstammthales. Ein bestehender Thalweg ist aus verschiedenen Stücken früher unabhängiger Thalläufe zusammengesetzt. Alles hat sich den veränderten Verhältnissen entsprechend ausgearbeitet, die ausgeschalteten Thalstücke aber, denen der Hauptfluss weggenommen blieb, sind in der Austiefung zurückgeblieben, manchmal sogar von Schutt erhöht worden. Solche alte abgestorbene Thalläufe sind die Strecke *Lenz-Lenzerheide-Parpan-Churwalden-Malix* und *Kunkelspass-Taminathal*. Die beiden Rheinsysteme sind in den oberen Thalstufen und Terrassensystemen ziemlich verschieden, in den

unteren, seit ihrer Verbindung ausgebildeten, herrscht grosse Uebereinstimmung. Die Terrassen und Thalstufen des Taminagebietes sind die gleichen, nur, dem Gefälle thalauswärts entsprechend, etwas tiefer gesetzt, wie diejenigen im oberen Theil des alten Westrheines. Dadurch ist ihre ursprüngliche Zusammengehörigkeit erwiesen (vergl. [94] S. 28 etc.).

Der Thalboden von *Kunkels-Vättis* ist zwar, wo die *Tamina* den Jurakalk durchschneidet, durch eine Einengung unterbrochen. Allein unterhalb setzt er als sehr schön ausgebildete Terrassen beiderseits ungestört wieder fort. Dies ist wiederum dafür ein Beweis, dass Gesteinswechsel auf Enge oder Weite des Thales mehr Einfluss hat, als auf dessen Tiefe und Gefälle. In welchem Gestein es auch sei, der fertige alte Westrhein-Thalboden fällt gleichmässig sanft thalauswärts, wie folgende Zahlen zeigen:

Terrassenort (ehemaliger Thalboden des Westrheines).	Meer- Höhe in m.	Gesteinsgrund.	Neuerer Einschnitt der Tamina daneben.	Höhen- differenz. m.
<i>Kunkels</i> . . .	1150	Malmkalk	Thalbach noch nicht vertieft	0
<i>Galtschleiren</i> . .	1059	Dogger		
<i>Pardätsch</i> . . .	1032	Röthidolomit und Alluvionen {	<i>Görbsbach</i> circa 1000	32
<i>Mattlina</i> . . .	991	Centralmassivischer Verru- cano und alte Schuttkegel	<i>Tamina</i> 956	35
<i>Vättis (Bühl und</i> <i>Gamsboden)</i> . .	976		circa 940	36
<i>Gaspus</i>	959		circa 920	39
		Dazwischen Kalksteinkluse von <i>St. Peter</i>	876	—
<i>Langwies</i> . . .	943	Nummulitenkalk	—	—
<i>Vasön</i>	928	Flyschschiefer	780	148
<i>Valens</i>	915		circa 700	215
<i>Unter-Ragol</i> . .	900		—	—
<i>Böden und Balen</i>	870		—	—
<i>Vaschnaris</i> . .	870		circa 640	230
<i>Dorf Pfäffers</i> . .	830		circa 560	270
<i>Vadugg</i>	820		circa 530	290

Aus diesen Zahlen ergibt sich, dass längst die dem Thaltorso noch gebliebenen Wasser, vor allen die *Tamina*, sich allmählig einzuschneiden versuchten. Das kräftige Einschneiden und die Einwanderung eines neuen tieferen Thales in den alten Westrheinthalboden aber begann unten an der am jetzigen Rheine ansetzenden Erosionsbasis und ist bis heute rückwärts vorgeschritten bis in die Gegend unter *Langwies*. Es ist noch lange nicht fertig. Bezeichnend ist ferner, dass der fertige alte Rheinthalboden ein viel geringeres Gefälle hat, als die *Tamina* es schafft. Ein so geringes Gefälle konnte eben nur ein grosser Fluss, wie es der alte Westrhein war, schaffen.

Die seitlichen Bäche des *Taminathales* bauten ihre Schuttkegel ursprünglich auf den alten Rheinthalboden auf. Vielfach haben sie auf der Strecke von *Vadura* bis *Vättis* sich nun mit der *Tamina* wieder durch ihre Schuttkegel hinab durchgeschnitten, und sie entblössen darunter alte Moränen, reich an geschrämmten Malm- und Schieferblöcken, welche dem alten Rheinthalboden aufsitzen. Ein sorgfältiges Nachsuchen würde vielleicht noch vordiluviale Rheinkiese entdecken lassen. Höhere Felserosionsterrassen sind häufig, selbst höhere Accumulationsterrassen fehlen nicht. Ich kann mir kaum eine schönere Aufgabe denken, als eine monographische durchgreifende Erforschung dieses Thaltorso. Leider konnte ich mich dieser Aufgabe bislang nicht nach Herzenslust widmen.

An Erratika fehlt es nicht. Moränenreste sind häufig. Herrliche Gletscherschliffe finden sich am Malmkalk der Thalenge von *St. Peters*. Die erratischen Blöcke sind links-vorderrheinisch. Ich traf viele Puntaiglasgranite, Syenite vom *Piz Ner*, *Puntaiglas* etc. — keine Hinterrheiner. Der Gletscher theilte sich hier offenbar. Der *Calanda* bildete eine Insel in der Eisfluth. Die Theilung zerriss die breiten Mittelmoränenstriche von Puntaiglasgranit, so dass solche Blöcke den *Calanda* ringsum umlagern.

Dem tiefen neuen Einschnitt der *Tamina* gehören auch die Thermen von *Pfäfers* an. Sie quellen aus einer Gebirgskluft, welche quer die Schluchtrichtung kreuzt, und von der Erosionsschlucht angeschnitten ist. Näheres hierüber in (20).

Das Amputationsende des *Taminathales* ist mir in seiner Gestaltung bisher nicht recht verständlich geworden. Schutthalden und Bergsturzmaterial

zum Theil aus der Nähe verdecken Vieles. Gletscher und Moränen kamen damit in Collision. In dem auffallenden Circusboden der *Gürsch* erscheinen als Ausfluss der hochgebirgskalkischen weiten Sammelgebiete Quellen von über 20,000 Minutenliter. Eine andere sehr grosse Quelle tritt zwischen den beiden unverständlichen trümmerigen Wällen hervor, welche nordöstlich von *Tamins* liegen.

Wer mit Auge und Sinn für Thal- und Bergformen auf dem *Kunkelspass* steht und erst nördlich, dann südlich blickt, der wird sehr deutlich gewahr, dass er auf dem Thalboden eines grossen Hauptthales steht, das seines Flusses beraubt worden, und das oben querdurch rücksichtslos abgeschnitten worden ist. Südlich zu seinen Füßen braust der Abtrünnige einem anderen Thalwege zu. Er kann nicht mehr anders. Das Thal von *Vättis* bleibt ein verlorenes Stück Hinterrheinthal — Westrheinthal sagen wir lieber. Die *Tamina*, der einzige nicht geraubte stärkere Nebenfluss, wird kaum das Verlorene einzuholen vermögen, *Reichenau* wird kein *Sargans* werden.

V. Das Rheinthal von Reichenau abwärts.

Ein Thalstück, wie das Rheinthal unter *Reichenau*, soweit es noch in unser Kartenblatt fällt, lässt sich nicht für sich allein behandeln. Da muss man den Blick sehr weit flussaufwärts und flussabwärts wenden, denn was hier geschah, konnte 50 oder 100 und mehr Kilometer weiter thalauswärts bedingt sein. Da haben, wie für *Domleschg* etc. etc., einst monographische Bearbeitungen der Bildungsgeschichte einzelner Thäler oder Thalsysteme zu folgen. Ich begnüge mich deshalb hier einfach damit, eine Anzahl einzelner Beobachtungen zu notiren, und eine Auffassung von allgemeinerer Bedeutung bei dieser Gelegenheit mitzutheilen.

Eine Thatsache von grosser Bedeutung für die Auffassung des ganzen Vorderrheinthaales ist hier zu constatiren. Schon von *Truns* bis *Ilanz* ist das Thal in den Verrucano eingegraben. Dieser stellt hier die älteste Schichtgruppe dar, indem er beiderseits von jüngeren Gesteinszonen begleitet wird. Der „Verrucanoaufbruch“ bildet die Thalsole bis hinab nach *Chur*. Es ist die Wurzel des Gewölbekernes vom Südflügel der Glarner Doppelfalte, auf welcher der Thalgrund durch den Rhein ausgehobelt liegt. Nicht nur die Gesteinszone beiderseits, sondern die blossgelegten Verrucanokluppen in der

Umgebung von *Reichenau*, der Verrucano bei *Vogelsang* südlich *Reichenau*, lassen über dieses Verhältniss gar keinen Zweifel. Unser mächtiges Längsthal entspricht also hier gar nicht einer Synclinalzone wie im *Tavetsch* oben, sondern einer Anticlinalzone, es ist ein Gewölbethal (Profil 9 – 15).

Denken wir uns in eine Zeit, da die Thaltiefe noch weit geringer und der Fluss 1000 bis 1500 m. höher senkrecht über seinem jetzigen Lauf gelegen war, so sind wir schon mit der Thalsohle aus dem Verrucano hinausgerückt, weil derselbe einen stark nördlich überliegenden Gewölbekern bildet. Noch höher 2000 bis 3000 m. vertical über dem *Vorderrhein* treffen wir, wenn wir die Thalausspülung als noch nicht geschehen und die Falten uns ergänzt denken, aus der Gewölbezone ganz hinaus in eine Bündnerschiefermulde, welche südlich an den Südflügel der Glarner Doppelfalte sich anlehnte. Dort oben oder noch ein paar tausend Meter höher in seinen Anfängen war also unser Längsthal ein Muldenthal. Die Mulde hat wohl seine Lage prädestinirt, aber bei seinem Einschneiden hat das Thal seine Linie behalten und ist dadurch allmählig hinabgerathen, gerade auf die Wurzel eines Gewölbekernes. Wir dürfen hier, scheint mir, sagen: Das *Vorderrheinthal* hat als Synclinalthal seinen Anfang genommen und ist dann im unteren Theil bei seiner Vertiefung durch die hier liegende Stellung der Falten zum Anticlinalthal geworden. Die Anlage einige 1000 m. über dem jetzigen Thalboden kann durch die Faltung gegeben worden sein, in der jetzigen Ausbildung ist das Thal reines Erosionsthal geworden.

Wer einmal das Auge auf Erosionsterrassen im Fels eingeübt hat, der findet sie leicht fast an allen felsigen Thalgehängen wieder. In sehr klarer Ausbildung treffen wir solche im Bündnerschiefergebirge am Südabhang der Thalstrecke *Reichenau-Chur* besonders in 1000 bis 1500 m. Meerhöhe. Der breite Bündnerschieferberg zwischen *Hinterrhein* und ehemaligem Ost-rhein ist bis oben in ausgezeichneter Weise unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung terrassirt, wie sogar schon die Karte 1 : 100000 erkennen lässt.

Am Gehänge des *Calanda*, z. B. südwestlich von *Haldenstein*, sind bei guter Beleuchtung viel schöne Felsterrassen bis über 1400 m. Meerhöhe

hinauf zu sehen. Viele derselben (*Oberberg, Foppa, Arella, Barfuss* etc.) sind auffallend stark, wohl 5 bis 10⁰ thalauswärts geneigt, wie sie ein Fluss wie der Rhein nicht geschaffen haben kann, vielleicht sind es noch Erosionsspuren jenes alten kleineren Nebenflusses des Ostrheines, welcher überhaupt die Thalstrecke *Kunkelspass-Chur* zuerst angelegt hat. Am Abhang des *Calanda*, zwischen *Untervatz* und *Haldenstein*, in circa 1000 m. Meerhöhe, erscheint ein alter verlassener Flussweg. Das Thälchen von *St. Margrethen* in der NO-Ecke unseres Kartenblattes ist ein Rippenstück eines verlassenen Thalweges, das noch als Gesimse am Bergabhang klebt in einer Art, welche an *Val Carasina* ob *Olivone* erinnert, mit dem Unterschied freilich, dass hier der alte Thalrest in gleicher Richtung abfällt, wie die umgebenden lebendigen Thäler, *Val Carasina* aber rückläufig abgelenkt worden ist.

Die *Rabiusa* hat sich in den alten Thalboden des Ostrheines ganz in ähnlicher Weise eine tiefe Schlucht eingeschnitten, wie die *Tamina* in den Thalboden des Westrheines. Hier stossen wir auf eine recht schöne Erfahrung über Erosion in festem Fels. Zur Ausnützung der Wasserkraft ist die *Rabiusa* durch einen Tunnel gegen die jetzt abgebrannte Fabrik hinter Chur geleitet worden. Der Tunnel durchbrach festen adrigen Bündnerschieferkalkstein. In 15 Jahren, während welchen die *Rabiusa* durch diesen Tunnel floss, hat sie seinen Untergrund glatt concav ausgerieben und um 1½ m. vertieft, obschon durch die getroffenen Vorrichtungen der grössere Theil ihrer reibenden Geschiebe vorher weggenommen worden war.

Die auf unserer Karte links des Rheines eingetragenen erratischen Blöcke und die bei *Chur* angegebenen glacialen Schuttmassen hatte Hr. Prof. Chr. Brügger in *Chur* die Freundlichkeit mir zu notiren. Ebenso macht er mir Mittheilung von einem ausgezeichneten Gletscherschliff am Fusse des *Calanda*, unterhalb gegenüber der *Plessurmündung* und von ächtem Löss mit charakteristischen, von Dr. Brot in Genf bestimmten Lössschnecken bei *Mastrils* und bei *Haldenstein*, an letzterem Orte über dem obgenannten Gletscherschliffe liegend (Dr. J. G. *Am Stein*, Jahresber. d. naturf. Ges. Grbd., 1884).

Am *Malixerberg* bis hinauf zur *Malixeralp* (1700 m.) traf ich viele erratische Blöcke von *Juliergranit*, *Oberhalbsteiner-Gabbro* und weissadrig

(triasische?) Kalke vom *Oberhalbstein*. Bei 1600 m. östlich der *Spontisköpfe* zieht sich eine eigentliche Seitenmoräne hin. Weit beträchtlicher als linksseitig des ehemaligen Ostrheines sind die Moränenablagerungen rechtsseitig. An ersterem Gehänge kommen viele Rutschungen im Bündnerschiefer in der Form kleiner Felsschlipfe vor, welche das Erratikum allmähig von den Gehängen entblösst haben, rechtsseitig ist dies nicht der Fall. Der östlich ausserhalb des Randes unserer Karte liegende scharfe Grat im Winkel von *Plessur*- und *Rabiusagebiet* besteht im oberen Theile ganz aus mächtiger fester Moräne mit zahllosen gekritzten Kalk- und Serpentinegeschieben, aber nur sehr wenig Granit.

Der grosse Schuttkegel der *Plessur*, auf welchem der ebene Theil von *Chur* steht, ist fast trocken. Grundwasser findet sich erst in circa 30 m. Tiefe, das ist fast auf dem Niveau des Rheines. Die *Plessur* selbst hat ihr Bett mit ihrem Schlamm offenbar gänzlich ausgedichtet. Auch hier treffen wir auf die so häufige Erscheinung, dass die Flüsse und Bäche sich in dem oberen Theil ihres Schuttkegels wieder eingeschnitten haben und noch einschneiden, im unteren Theile erhöhen; sie streben eine flachere Schuttkegelböschung an, als früher. Die Ursache dafür mag vielfach in der wachsenden Ausdehnung des Sammelgebietes liegen.

An grossen und sehr typischen Schuttkegeln seitlicher Bäche ist das Rheinthal abwärts von *Reichenau* bis in den *Bodensee* sehr reich.

Von Bergstürzen notire ich den Felssturz von *Felsberg* und die Bündnerschieferfelsschlipfe an der Strasse von *Chur* nach *Malix*.

Wenden wir unsern Blick nochmals dem ebenen Geschiebegrunde des Rheinthaales zu.

Schon von *Reichenau* bis *Chur* stehen wir auf breiten Alluvionen. Ich konnte keine Beobachtungen aus Sodbrunnen oder dergleichen in Erfahrung bringen, welche darüber entscheiden könnten, ob der Rheinkiesgrund nur wenig tief einen flachen aus dem Fels geschliffenen Thalboden, wie er dem Stadium II der Thalbildung entspricht, bedeckt — oder ob wir schon im Gebiete einer dauernden mächtigeren Schutttauffüllung uns befinden. Unterhalb *Chur* ist das letztere sicher der Fall. Freilich reicht auch hier noch keine

Kiesgrube so tief hinab, dass man etwa unter flachen Kieslagern schiefe, der zeitweiligen Deltastirn entsprechende Schichtung fände. Ganz gewiss aber ist die Kiesauffüllung des Rheinthal am Fuss des Calanda gerade so wie diejenige im Reussthal vom Urnersee bis über Erstfeld hinauf schon die Folge der gleichen Stauung, welche die Randseen gebildet hat. Bodensee, Walensee, Zürichsee hiengen einst zusammen und reichten viel weiter thalwärts, bevor sie durch die Delta der Gebirgsflüsse zurückgedrängt und getrennt worden sind. Die heutigen See'n sind die noch unausgefüllt gebliebenen Reste alter, untergetauchter Erosionsthäler; das Rheinthal in der NO-Ecke unseres Kartenblattes ist ein zugeschütteter Theil des Bodensee-fjordes. Während die Täler in den höheren Theilen der Gebirge in stets fortgehender Ausspülung begriffen sind, ist hier unten die Thalbildung abgestorben, die Täler sind rückgebildet, aufgefüllt, und die Grenze zwischen den oberen sich einschneidenden und den unteren sich rückbildenden Thalstrecken ist oft recht unvermittelt — nicht selten so, dass die Thalstrecken mit flachem, nur wenig tief beschottertem Thalfelsboden, wie sie dem Mittelthal entsprechen, fast ganz ausfallen und das in Austiefung begriffene Thal unvermittelt auf den Aufschüttungsthalboden mündet.

Das Studium aller einschlägigen Thatsachen führte mich zu folgenden Resultaten, die für die Erklärung dieser Erscheinungen von Bedeutung sind:

1. Die grossen von den Alpen ausstrahlenden Hauptthäler beider Abhänge sind alle Erosionsthäler.

2. In den Randzonen der Alpen sind alle Hauptthäler-Böden tief versenkt unter Wasser oder Geschiebeauffüllung.

3. Diese Auffüllung in Folge Versenkung reicht in den Hauptthälern noch weit in das Gebirge hinein (Rheinthal bis Chur-Reichenau, Reussthal bis ob Erstfeld, Aarethal bis Meiringen, Rhonethal bis St. Maurice etc.) und stösst dort unvermittelt an Thalstrecken mit lebender Erosion.

4. Thalabwärts können wir die Thalversenkung auf der Nordseite der Alpen durch die dislocirte Molasse und noch eine Strecke weit in die horizontale Molasse hinein verfolgen — sie nimmt aber mit der Entfernung von den Alpen ab (Abnahme der Seetiefen) und hört endlich auf (die Flüsse treffen auf anstehendes Gestein).

5. Die älteren Thalbodensysteme, wie sie in den höheren Thalstufen und Terrassen sich erkennen lassen, zeigen in den Alpenthälern mit seltenen Ausnahmen ein regelmässiges ungestörtes Gefälle thalauswärts.

6. Durch das Gebiet der dislocirten Molasse und noch etwas darüber hinaus aber tritt Verwirrung in den Verlauf der Terrassensysteme, so dass ein zusammenhängendes Verfolgen meistens nicht mehr möglich ist. Ich habe hier z. B. zwischen Stäfa und Männedorf und im gleichen Streichen zwischen Wädenswil und Au ausgezeichnet deutliche thalaufwärts abfallende Fels-erosionsterrassen gefunden.

7. Erst weiter in der ungestörten Molasse treffen wir wieder regelmässige ungestörte Erosionsterrassen in den Thalgehängen; immerhin noch oftmals mit etwas abnormen Gefällsverhältnissen.

Aus diesen Thatsachen ziehe ich den Wahrscheinlichkeitsschluss, dass der Alpenkörper, nachdem er hochgestaut und von Thälern durchfurcht worden war (1), sich als ein mechanisches Ganzes (5) nachher wieder gesenkt hat (2 und 3) und zwar um etwa 300 bis 400 m. im Gebiete der Nordrandzone, um über 600 m. im Gebiete der Südrandzone der Centralalpen; und ferner, dass diese Senkung vom Alpenrande an nach Aussen ungleichförmig abnimmt (6 und 7) und in der Regel 30 bis 40 km. ausserhalb des Eocänrandes nicht mehr nachweisbar ist (7).

Zu obigen sieben Resultaten der Beobachtung gesellt sich noch ein weiterer Gesichtspunkt, welcher der Sache noch allgemeinere Bedeutung gibt:

8. Viele kräftige Gebirge zeigen in den Randzonen oder an ihrem Fusse in den ausstrahlenden Querthälern Seebildung, Fjordbildung oder bedeutende Schuttauuffüllungen (Alpen, Scandinavien, neuseeländische Alpen, Pyrenäen, Himalaya, grössere Meertiefen längs gebirgiger Küsten anstatt in den Oceanmitten etc.).

Hieraus ergibt sich, dass häufig der Stauung eines Gebirges als Schlussphase der Gebirgsdislocationen eine Senkung nachfolgt. Die mechanische Erklärung dafür scheint mir nicht schwierig zu sein:

Als der Zürichsee 1879/80 und wieder im Januar 1891 gefror, bildeten sich mehrere schief über den See verlaufende „Schrammen“. Die Eisplatten thürmten sich in langer Linie meterhoch aneinander in die Höhe und über-

schoben sich. In einer sehr kalten Nacht nahm die Stauung der Tafeln durch die Horizontalausdehnung und den dadurch bedingten Horizontalschub im Eise unter Krachen und Klirren noch mehr zu. Dann brach die Kälte, es froren unten keine neuen dilatirenden Eisschichten mehr an, der Horizontalschub hatte aufgehört; damit sanken die aufgestauten Eistafeln etwas ein, und man sah nun dieselben nur noch etwa halb so hoch vorragend über die Eisfläche, aber beiderseits von einer wassererfüllten, wenige Meter breiten Vertiefung, einer Einsenkung der Eisfläche begleitet. Sobald der Horizontalschub aufgehört hatte, drückte die Last der aufgestauten Eistafeln sich und die nächst anhaftenden Theile der Eisrinde etwas ein. Diesem kleinen Vorgang scheint mir der viel grössere recht ähnlich zu sein, um den es sich bei der Randseenbildung der Gebirge handelt:

Horizontale Stauung in der Erdrinde hat dieselbe zum Ausweichen in Falten nach oben gezwungen und dadurch das Gebirge mit seiner complicirten Anatomie erzeugt. Aber Schritt für Schritt mit der Faltung hat die Stauung ihre Auslösung gefunden; der Horizontaldruck hat hier dadurch abgenommen oder gar ganz aufgehört. Vorher drängten sich die Massen und der Horizontaldruck hielt die sich stauende Faltenzone in der Höhe — jetzt aber, da er aufgehört hat, kommt das einfache Gleichgewicht der Erdrinde in Frage. Das Gebirge ist eine locale Ueberlastung; langsam durch sein eigenes Gewicht sinkt es als Ganzes ein, indem es zugleich die anhaftenden Randzonen etwas mit eindrückt, während die Massen in der Tiefe langsam ausweichen und sich anders verschieben. Die schon vorher gebildeten Thalfurchen, die vom jungen Gebirge ausstrahlten, erhalten durch diese Einsenkung rückläufiges Gefälle und werden dadurch zu See'n oder Schuttaufüllungen.

Die beiden völlig verschiedenen Bewegungsakte: 1) Faltung durch Horizontaldislocation und 2) Einsenkung durch das Gewicht, können in mehrfach wechselnden Perioden gearbeitet haben. Die ungeheure Mächtigkeit der subalpinen Miocännagelfluh der Alpen z. B. deutet darauf hin, dass schon vor Miocän einmal etwelche Einsenkung der älteren Alpen sich geltend gemacht habe. Ferner ist zu hoffen, dass es dereinst gelingen möchte, die beiden Bewegungsphasen an der Art der damit zusammen-

hängenden Erdbebenbewegungen zu unterscheiden. Hier eröffnet sich noch ein weites Feld der Untersuchung.

Anknüpfend an meine erste Aeusserung über die Seebildung, als allgemeines Resultat eines Nachsinkens des fertig gefalteten Gebirgskörpers (Neujahrsblatt der zürch. naturf. Gesellsch. 1891, Geschichte des Zürichsee), hat mein Freund, Prof. Dr. *F. A. Forel* (Morges und Lausanne), die Idee ausgesprochen, die frühere Ueberhöhung der Alpen sei die Ursache ihrer Eiszeit gewesen, und die Eiszeit habe mit der Aufstauung ihren Anfang und mit dem Andauern der nachherigen Einsenkung ihr Ende genommen. Gewiss ist dieser Gedanke eingehendster Prüfung werth. Ich sehe heute noch eine bedeutende Schwierigkeit für diese Theorie der Eiszeit darin, dass die letztere so allgemein und nahezu gleichzeitig auf der ganzen Halbkugel vorhanden war. Es wird sich zeigen, ob der neue Gesichtspunkt bei eingehender Prüfung bestehen kann. Diese Dinge weiter zu erörtern ist indessen hier nicht der Ort.

D. Vom Tessingebiet.

Nur *Val Camadra* und *Val Luzzone* unseres Kartenblattes gehören dem Tessingebiete an. Sie sind mit *Val Carasina* von demselben, wie früher gezeigt, dem Rheingebiet geraubt worden. Die Stufung und Terrassirung der Thäler am Südabhang der Centralalpen ist gewöhnlich noch viel schöner ausgeprägt als am Nordabhang, theils wegen der viel einförmigeren Beschaffenheit des Gesteines, besonders aber weil der Südabfall der Alpen steiler und seine Thäler rascher und jünger gebildet sind. Ein Bild der Terrassenlandschaften, wie sie hier so gewöhnlich sind, gibt Taf. 5, Fig. 7.

Am *Lago Retico* finden sich schöne Gletscherschliffe, deren Schrammen quer über die Schichtenköpfe des schwarzen Bündnerschiefers laufen.

Auf der *Alp Motterasco* liegen zahlreiche erratische Blöcke von Streifengneiss, welche vom *Gallinariogebirge* über die *Greina* sich südlich gewendet haben.

Bei *Casaccia* auf der Südseite von der Passhöhe des *Lukmanier* hat in den siebenziger Jahren eine grosse Verheerung und Ueberschüttung des Thalbodens mit Rauchwackenschutt durch von der Seite der *Ganna Nera* kommende Wildbachmuhrgänge stattgefunden. Wilde nischenförmige Schluchtsysteme sind dadurch auf dem Nordgehänge tiefer ausgebildet worden.

Gegenüber *Chirone* im *Val Camadra* kommt eine Eisenquelle von 12° zum Vorschein.

Im Hintergrunde des *Val Camadra* ob *Plan di Ceireti* folgen abermals zwei Eisenquellen, die weit herum den Boden roth färben.

Unsere gelegentliche Aufzählung von Quellen ist selbstverständlich ganz unvollständig. Es schien mir aber doch von Werth, nicht Alles zu übergehen, denn die Quellen beeinflussen den Charakter der Landschaft und der Flüsse. In den ruhigeren Thalstufen und den Thalstücken mit wenig Veränderungen erscheinen sie in grosser Zahl und speisen ruhige Flüsse. In den wilden Stromschnellen sind sie selten.

Zwölfter Abschnitt.

Einige Resultate über den geologischen Bau der Gebirge von Blatt XIV.

In diesem kurzen Abschnitte beabsichtige ich keineswegs, die Resultate, welche in den früheren Abschnitten schon niedergelegt sind, zusammenzutragen — ebensowenig die Karte und die Profile zu malen und in einem Uebersichtsbilde zu beschreiben. Es sollen hier vielmehr bloss einige Resultate hervorgehoben werden, an welchen nicht nur einzelne unserer früheren Abschnitte, sondern mehrere gleichzeitig betheiligt sind, und welche in Folge davon früher nicht mit gleichem Nachdruck hätten gewonnen werden können.

A. Die Frage der vormiocänen Discordanztransgressionen und Dislocationen.

Schon wiederholt hatten wir, gerade im Gegensatz zu den Annahmen von *Vacek*, Gelegenheit, zu betonen, dass im Gebiete unseres Blattes nördlich des Vorderrheinthaales vom Verrucano bis hinauf in den eocänen Flysch nirgends eine ächte Discordanz vorkommt, welche auf ältere Dislocation vor Ablagerung der jüngeren Gesteine hinweisen würde (verglichen [150], in vollkommener Uebereinstimmung hiermit). Ferner finden wir an manchen Stellen die carbonischen Schiefer vollständig concordant dem Verrucano (*Kärpfgebiet*, Gebiet der *Schneerunse* am Tödi, an den *Windgällen*, im Gebiet des Bündnerschieferzuges *Carvera-Nadils* etc.), und beide miteinander concordant in die Centralmassiv-

gesteine eingeklemmt (*Bristenstock, Schneerunse*) oder denselben concordant angelagert (*Curaglia-Carvera-Nadils, Selva bei Vals* etc.). Es bleibt als eine sehr häufige, aber keineswegs regelmässige Discordanz nur diejenige bestehen zwischen den Centralmassivgesteinen im Aarmassiv und den aufliegenden Sedimenten. Sie entspricht einer Lagerungsstörung, welche sich im Verlauf der mittleren Carbonzeit, vor Ablagerung des oberen Verrucano (Perm) vollzogen hat, und somit gleichaltrig ist mit der überhaupt in Mitteleuropa (*Vogesen, Schwarzwald, Alpen* etc.) so häufigen Discordanztransgression des jüngeren Carbon. Indessen in unserem Alpengebiete nördlich des Rheines ist auch diese Transgression nicht durchgreifend und nach meiner Ueberzeugung zu einem bedeutenden Theile in ihrer jetzigen auffallenden Ausbildung erst später durch gleichzeitige ungleiche Dislocation beider Gesteinsgruppen entstanden. Oft ist sie sogar nur scheinbar in dem Sinne, dass die Discordanz nur zwischen dem Clivage der Centralmassivgesteine und der Schichtung der Sedimente besteht, während die Schichtung der ersteren, soweit man von solcher sprechen kann, der Sedimentdecke parallel angeschleppt oder angefältelt verläuft. Wenn ich auch keineswegs jede ältere Dislocation hier in Abrede stelle, ist doch sehr Vieles, was früher so gedeutet worden ist, zweifelhaft oder in dieser Deutung unrichtig. Es dürfte unmöglich bleiben, exact z. B. am Rande des Aarmassives ursprüngliche Discordanztransgression und nachträgliche Dislocationsdiscordanz quantitativ auseinander zu halten. Ich meinerseits bin überzeugt, dass der Betrag der ersteren relativ sehr klein ist.

Gewiss sind in Beziehung auf die Discordanz centralmassivischer Gesteine mit den postcarbonischen Sedimenten zweierlei Auffassungen denkbar:

1. Die ursprünglich durchgreifender und stärker discordante Auflagerung des Carbon ist durch die nachträgliche Dislocation wieder vielfach verwischt worden. So denkt *Diener*, so auch zum Theil *Baltzer* und *Schmidt*. Ich gebe meinerseits diese Möglichkeit unbedingt zu. Es besteht aber auch noch eine andere Möglichkeit:

2. Die ursprünglich concordante oder nur schwach discordante Auflagerung des Carbon ist durch ungleiche Dislocation zur stärkeren Discordanz nachträglich geworden.

Im ersteren Fall hat die Dislocation eine bestehende alte Discordanz verwischt, im letzteren eine ursprünglich nur schwache oder gar nicht bestehende neu geschaffen. Im ersteren Falle liegt jetzt eine Dislocationsconcordanz, im letzteren eine Dislocationsdiscordanz vor.

Ich bin meinerseits der Ueberzeugung, dass in dem uns beschäftigenden Gebiete, also hauptsächlich im Aarmassiv, im Allgemeinen die Dislocationen häufiger neue Discordanz geschaffen, als alte verwischt haben. Ich halte die alte carbonische Faltung dieses Gebietes für gering, weil die Eocänschichten am Rande und in der Fortsetzung des Centralmassives so enorm gefaltet sind, dass, wenn wir diesen posteocänen Faltungsbetrag gegen den im Centralmassiv ausgesprochenen abschätzen, er eben das Centralmassiv erklärt und nur noch wenig für eine ältere Faltung des Centralmassives übrig bleibt. Ich verweise auf das früher über das Alter des Aarmassives Gesagte.

Discordantes Abstossen jüngerer Gesteine an der Unterfläche älterer überschobener Schichten ist gar nicht selten (Malm unter dem Dogger des *Flimsersteines* etc. Profil 13 und 14, Eocän unter dem Lochseitenkalk im Gebiet der Doppelfalte etc.¹⁾). Allein es kann nicht das Jüngere vor Ablagerung des Älteren aufgerichtet worden sein; das ist also sicher eine erst später mechanisch entstandene Discordanz, eine Faltungsdiscordanz — nicht eine Transgressionsdiscordanz. Wenn zudem wie in der Glarner Doppelfalte solche tektonische Erscheinungen gerade in der Verlängerung des Aarmassives so ausgedehnt beobachtet werden können, dann ist einleuchtend, dass dort die Aufrichtung älterer unter jüngeren Gesteinen nicht so ohne Weiteres auf ganz andere Weise, d. h. als ursprüngliche Discordanztransgression, gedeutet werden darf.

Wenn ich dennoch etwelche wenig intensive ältere Faltung noch in der Zone des Aarmassives im Gebiete unseres Kartenblattes selbst annehme, so geschieht dies bloss desshalb, weil die geringste ältere Faltung, Abwitterung und Transgression die Ausbildung der jetzigen Lagerungsverhältnisse sehr

¹⁾ *Renevier* nennt dies „transgressivité inverse“ (*Eclogæ*, Frühling 1891). Es ist dies keine neu entdeckte Erscheinung, sondern das Gleiche, was bei jeder liegenden Falte mit zerrissenem Mittelschenkel jedem „Wechsel“ vorkommt (145, p. 66 u. 67).

erleichtert haben könnte und gerade den Gegensatz der nördlichen zu den südlichen Massiven erklären kann, aber nicht weil wir in localen Lagerungsverhältnissen im Aarmassiv dafür einen zwingenden Grund entdecken könnten. Ich habe gewisse paläozoische Dislocationen und Discordanztransgressionen in den Centralalpen stets vermuthet (79, Atlas Taf. XVI, Fig. 9). Ich halte diese Annahme für unser Gebiet nördlich des Rheines, in bedeutendem Masse gemacht, für durchaus falsch, in beschränkter Ausdehnung für sehr wahrscheinlich, aber keinesfalls für sicher erwiesen.

Darüber, dass die carbonische Faltung im Aarmassiv geringer war, als die postjurassische (präciser miocäne und postmiocäne), sind wir alle einig. Verschiedenheiten in der Auffassung sind hier noch möglich, der Eine hält die erstere für ziemlich bedeutend, ich für gering. Südlich des Vorder-rheines aber bleibt kein Zweifel möglich:

Gehen wir südlich des Rheines in die Vorderrheinthalzone, in die nördliche und südliche Randzone des Gotthardmassives, an dessen Ostende oder gar an die Sedimentränder des Adulamassives, so finden wir gar keine sicheren Spuren irgend welcher Discordanzen mehr. Scheinbare Ausnahmen sind einzig die Endigung des Protogines unter den Gneissen im Hintergrund von *Val Somvix*, was wahrscheinlich gar keine Sediment-Discordanz ist, und die Ueberbrückung des Gotthardgneisses im obersten *Val Camadra* durch Röthigesteine und Bündnerschiefer. Die Discordanzen, wie wir sie im Aarmassiv häufig finden, sind hier nicht mehr vorhanden, oder sehr seltene Ausnahmen. An der *Carvera* können wir die vollkommenste Concordanz von Gneiss, Sericitgneiss, Carbonschiefern, Verrucano, Röthidolomit, liasischem Bündnerschiefer übersehen. Selbst wo einzelne Schichten fehlen, ist die Concordanz bis in die ächten alten Gneisse hinein und bis an den Protogin des Gotthardmassives nicht gestört. Gehen wir bis in die tiefsten Kerntheile des Adulamassives hinab, bis in die ältesten tiefsten Gneisse — nirgends die geringste Discordanz!

Schmidt (150) hebt hervor, dass allgemein in der „Zone des *Monte Rosa*“, der südlichen Centralmassivreihe, Anzeichen älterer Schichtaufrichtung fehlen. Ich bestätige dies vollkommen auch für das *Simplongebiet*, das

Tessinermassiv und besonders das *Adulamassiv*, welch' letzteres nach meinem Dafürhalten eben auch noch dieser Zone angehört, obschon es *Diener* davon durch einen Kunstgriff trennen will und zugleich die so deutliche Concordanz in Abrede stellt.

Die Discordanzen, welche in anderen Theilen der Alpen zwischen archaischen und paläozoischen Gebilden, oder zwischen Mittelcarbon und oberem Verrucano (= Obercarbon [Perm]) oder in noch jüngeren Schichtgebilden sich finden, sind hier in dieser von mir untersuchten Region der Alpen absolut nicht vorhanden — und selbst da, wo zwischenliegende bedeutende Schichtcomplexe vollständig fehlen, herrscht hier dennoch ein vollkommener Parallelismus. Die vorhandenen Transgressionen, wie sie in stratigraphischen Lücken sich aussprechen, sind Paralleltransgressionen. Als solche haben wir z. B. zu notiren:

Am Rande des Adulamassives und am Südrande des Gotthardmassives das Aufliegen von Röthidolomit oder gar von Bündnerschiefer unvermittelt und gleichförmig auf alten Glimmerschiefern und Gneissen unter Fehlen aller paläozoischen Bildungen.

Den parallelen Contact von Dogger mit Obercarbon an der Südseite der *Windgällen*, wo zugleich die mittelcarbonische Discordanz auch im Aar-massive fehlt.

Die Auflagerung von Dogger auf Röthidolomit mit theilweisem oder vollständigem Fehlen des Lias in der *Tödikette* bis *Vättis*.

Die Auflagerung von Eocän über Malm im *Windgällengebiet* und in der *Hohefaulengruppe*.

Die Auflagerung der Schichten des *Nummulites complanatus* auf einem nur in seinen unteren Lagen ausgebildeten reducirten Seewerkalk im *Vierwaldstätter-* und *Muottagebiete* (weiter verglichen [150], Seite 37—38).

Der Schichtlücke kann in diesen und ähnlichen Fällen einfach Nicht-Bildung (z. B. als flaches Tiefland der betreffenden Zeit) oder es kann ihr auch Abwitterung (unter Meer oder über Meer) entsprechen. Sicher aber handelt es sich da blos um die Folgen ausgedehnter relativer Verticalbewegungen von Land und Meer, ohne Störung der Schichten in ihrer Lage. Es kann Schwankung des Meerniveau oder ausgedehnte gleichförmige Vertical-

dislocation gewesen sein, nicht aber ungleichförmige Verticaldislocation, denn diese führt zu Verwerfungen, — und noch weniger Horizontaldislocation, denn diese erzeugt Schichtaufrichtung, Faltung.

Wie mir scheint, lässt sich nicht leugnen, dass die stratigraphischen Grenzen und Faciesgrenzen hie und da auffallend ähnlich den tektonischen Linien verlaufen. Unser Gebiet zeigt dies für den Lias, der, nördlich kräftig entwickelt, in der Aarmassivzone bis an den Calanda sehr schwach ausgebildet ist aber südlich derselben als Bündnerschiefer erscheint. Unvollkommener fallen die Südgrenzen der Kreide mit tektonischen Linien zusammen. Das Carbon im weitesten Sinne finden wir nur nördlich des Gotthardmassives, südlich von dessen Mittellinie fehlt es etc. Dies mag dadurch erklärt werden, dass schon die ersten Anfänge von Bewegungen, welche vielleicht noch vielfach unter Wasser bleibend, und sicher noch nicht Gebirge, bloß Facieszonen schafften, die gleiche Anordnung gehabt haben, und dass spätere Bewegung des Untergrundes die schon angedeuteten Bodenwellen dann zu den jetzigen Falten gestaut haben. Dass ein neuer, auch nur ungefähr ähnlich gerichteter Schub viel eher die schon, wenn auch schwach, vorgebildeten Falten steigert, als neue in anderer Richtung zu schaffen, ist mechanisch einleuchtend.

Die Thatsache ist ferner von allgemeiner Bedeutung für die Dislocationsgeschichte unseres Untersuchungsgebietes, dass im Röthidolomit, Lias, Dogger einschliesslich aller Bündnerschiefer, im Malm und in der ganzen Kreidebildung nirgends auch nur ein einziges Gerölle von Centralmassivgesteinen zu finden ist. Sogar in den sonderbaren polygenen Conglomeraten des Schamsergebietes kommen keine ächten Centralmassivgesteine als Gerölle vor, nur Taspinit und vielleicht Rofnaporphyröid. Es kann kein nahes Festland mit Abtragung von Centralmassivgesteinen bestanden haben während dieser langen Zeitabschnitte. Feiner Sand und Thonschlamm waren die einzigen mechanischen Sedimente. Ihre Herkunft ist nicht zu bestimmen, sie muss aber weit weg gelegen haben. Auch im Verrucano findet man keine bestimmbar Bruchstücke benachbarter Gneisse und Protogine, es sind Trümmernmassen von Porphyren, Melaphyren und dergleichen. Ein Protogin, ein Adulagneiss, ein Puntaiglasgranit ist noch niemals im

Verrucano gefunden worden. Die Porphyrgerölle im Dogger der Windgälle, diese einzigen Andeutungen von Festland zur Unterjurazeit, versinken wieder im Meer und werden von späteren Absätzen hoch überdeckt. Die ersten Conglomerate nach dem Verrucano sind mit der Ausnahme des Windgälleconglomerats diejenigen des Flysch. Hier erscheinen endlich wieder Gneisse und Granite. Aber selbst die Miocänconglomerate enthalten die meisten centralmassivischen Gesteine unseres Gebietes noch nicht.

Diese Thatsachen zwingen doch wohl zu dem Schlusse, dass unsere Centralmassivgesteine von Sedimenten und vom Meere verborgen und bedeckt geschlummert haben fast während der ganzen mesozoischen Aera, und dass sie frühestens in der Flyschzeit, grösstentheils erst im späteren Miocän und Pliocän so weit aufgerichtet und befreit waren von ihrer Sedimentdecke, dass sie abwitternd die Flüsse mit ihren Trümmern als Gerölle speisen konnten. Der Umstand, dass die Miocännagelfluh noch keinen Hochgebirgskalk, keinen Sernifit enthält, vielmehr solche sich erst in der fluvioglacialen Nagelfluh finden, beweist ebenfalls, wie spät erst die Centralmassivgesteine der Denudation preisgegeben worden sind, und zugleich, wie spät ihre Aufstauung zu den heutigen Centralmassiven stattgefunden haben muss.

Die einzige am Nordrande der Alpen ziemlich häufige Discordanztransgression ist diejenige zwischen Miocän und Eocän. Sie liegt schon ausserhalb unseres Kartengebietes. Ebenso die noch durchgreifendere im Gebiete der dislocirten Molasse zwischen Miocän und Diluvium (*Utznach* etc.). Ausgenommen von diesen Betrachtungen bleibt für mich das Gebiet von *Schams*, das dem Verständniss besondere Schwierigkeiten entgegensetzt, und über dessen Deutung ich im Unklaren geblieben bin.

Innerhalb von Bl. XIV also ist keine Discordanztransgression unbedingt sicher und allgemein nachzuweisen, wenn wir absehen von der Anlagerung des Diluviums. So wenig, als diese Thatsache anfechtbar ist, so wenig fällt es mir ein, in anderen Theilen der Alpen beobachtete Discordanzen zu läugnen. Ich habe selbst schon solche gesehen. An Stelle der jetzigen Alpen standen früher wohl schon zu verschiedenen Zeiten nicht nur Tiefländer, sondern auch verschiedene, beschränktere, ältere Gebirge, bis die, alles vorher

hier vorhandene bei Weitem übertreffende, grosse Alpenfaltung sie alle verschlungen hat.

Dass auch in unser Gebiet hinein die Nachwirkungen älterer Gebirgsbildungen fühlbar geworden sind, beweist gerade die Entstehung des Verrucano, seine so enorm wechselnde Mächtigkeit und seine Melaphyreinlagerungen. Hier haben wir den angeschwemmten Detritus eines unfernen Gebirges aus der Carbonzeit, in welchem wohl auch Melaphyreruptionen eine Rolle gespielt haben. — Diese letzteren scheinen damals auch noch im Gebiete unserer Karte vorgekommen zu sein.

Aus Obigem folgt: Die im Gebiete unseres Kartenblattes wirklich beobachtete Faltung der Erdrinde ist fast ganz nur posteocän, zu einem bedeutenden Theile sogar postmiocän.

Mit wahrer Bewunderung blicke ich wieder auf den grössten geologischen Alpenbeobachter *Arnold Escher v. d. Linth*. Wie hoch steht er über den vielen ephemeren Beobachtern in unserem Gebiete. 1839 (14), Seite 203 schreibt er: „Bewegungen des Bodens, die vor der Entstehung der Kreide „sich ereignet haben mögen, lassen sich in Bünden nicht deutlich erkennen „und nachweisen.“

B. Zeiten und Arten der Metamorphose.

Die Stauungsmetamorphose so vieler Gesteine unseres Gebietes ist mit der Faltung entstanden. Die Umwandlung der Eisenoolite an der *Windgälle* in jene gequetschten Magnetitgesteine, die Ausbildung aller jener ausgezeichneten Metamorphosen des Bündnerschiefers, die Ausbildung des Lochseitenkalkes, die Marmorisirung der Malmkalke an so vielen Stellen (*Tödigruppe*, *Andermatt* etc.), alle diese Erscheinungen konnten erst nacheocän sich ausbilden. Das Gleiche gilt zum Theil von den Schieferungsstructuren in den Protoginen, dem *Cristallinagranit*, dem Felsitporphyr am *Piz Cavel* etc. etc., und von mancher Schieferung der krystallinischen Silicatgesteine in der Nähe des discordanten Contactes unter den Sedimenten, sowie von der mit der structurellen Deformation Hand in Hand gehenden mineralischen Umkrystal-

lisierung, kurz von aller mechanischen Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung in diesen Regionen.

Der Aeusserung von *Schmidt* (150, S. 48), dass in manchen Geröllen der älteren Miocänagelfluh Gesteine der alpinen Centralzone in noch ungequetschtem Zustande vorliegen, pflichte ich vollständig bei und glaube, einige bezügliche Parallelen von nicht gequetschten Nagelfluhgeröllen mit gequetschten Centralmassivgesteinen ziehen zu können. Vielleicht ist ein Theil der grossen Schwierigkeit, den Ursprung der miocänen Conglomeratgerölle am Nordabhang der Schweizeralpen zu ermitteln, eben darin gelegen, dass die Muttergesteine dieser Gerölle in ihren tieferen, heute anstehend entblösten Stellen noch Deformationen durch die Gebirgsbildung erlitten haben, seitdem sich an der damaligen Oberfläche die noch lange nicht so weit veränderten Gesteine zu Geröllen abtrennten. Wenn die Fälle sich mehren, wo die noch undeformirten Gesteine sich in Miocänagelfluh, die entsprechenden deformirten anstehend in den Alpen nachweisen lassen, dann ist damit direct festgestellt, dass ein Theil der Dynamometamorphose centralalpiner Gesteine erst in der Miocänzeit sich vollzogen hat.

Wir haben aber in unserem Untersuchungsgebiete wahrscheinlich noch Metamorphosen anderer Art. Dass die Gneisse im weitesten Sinne des Wortes ganz verschiedenen Ursprunges sind, geht stets deutlicher aus den Untersuchungen derselben hervor. Einen Theil derselben möchte ich gerne als erste Erstarrungskruste der Erde ansprechen, so z. B. den alten *Osogna-* und *Antigoriogneiss*, die Gneisse im *Südschwarzwald*, vielleicht auch Streifengneisse und Augengneisse des Gotthard- und Aarmassives. Gewiss aber sind die ausgezeichnet nach Art der Sedimente geschichteten Gneisse und Glimmerschiefer des Adulamassives ganz anderer Entstehung. Hier kann ich nur an sedimentären Ursprung denken. Ob das eine ursprüngliche Sedimentation war, oder ob wir metamorphische Sedimente vor uns haben, bleibt zunächst noch unbestimmt. Manche Glimmerschiefer des Gebietes und die sie begleitenden Marmore haben aber so Manches, was zum nahen Vergleich mit den metamorphen Sedimenten drängt, dass das Letztere mehr Wahrscheinlichkeit für sich gewinnt. Nun erweisen sich die Gesteine des Adulamassives in ihrer Ausbildung als gleichförmig und unabhängig von der jetzigen

Lagerung. Wir können nicht graduelle Unterschiede in der Ausbildung dieser Gesteine finden, z. B. von den Höhen nach den Tiefen, von den flachen nach den steil geklemmten Schichten. Die einzige auf den Nordrand beschränkte Beeinflussung durch die jetzt vorhandene Dislocation beruht in einer Zerstörung der sonstigen Gleichförmigkeit der Structur ohne wesentliche Mineralneubildung.

Wenn die Entstehung der Gesteine des Adulamassives auf einer Metamorphose von alten — vielleicht jung-archaischen — anders beschaffenen Sedimenten beruht, dann ist diese Metamorphose älter und anderer Ordnung, sie ist völlig unabhängig von der nacheocänen Alpenfaltung und hat sich ohne Dislocation an ungestörten Schichten vollzogen (Druck, Wärme, Durchfeuchtung etc.? Diagenese). Das Gleiche mag noch von anderen alten Gesteinen unseres Gebietes, vielleicht sogar noch von paläozoischen, gelten. Einzelne der altmetamorphen Gesteine sind aber überdies später von der zweiten Metamorphose, derjenigen durch die Alpenfaltung, ergriffen und nochmals in Structur und Zusammensetzung verändert worden.

Wir haben somit zeitlich zu unterscheiden:

- 1) Bildung der ältesten Gesteine, vielleicht zum Theil unter regionalen Metamorphosen, welche gleichförmig auf weite Ausbreitung und unabhängig von der Dislocation sind (diagenetische Metamorphose);
- 2) Ablagerung der mesozoischen und känozoischen Sedimente;
- 3) nacheocäne Alpenstauung und ungleichförmige mechanische Metamorphose (Dislocationsmetamorphose) der meisten vorhandenen Gesteine.

Die mechanische Metamorphose tritt, wie aus den Untersuchungen von *C. Schmidt* hervorgeht, in zwei Formen auf:

a) Es werden vollkrystalline Gesteine beliebiger Entstehung mechanisch mit sichtlicher innerer Zertrümmerung modificirt. Das Endproduct der Metamorphose sind vorzugsweise feinkrystalline Mineralien (Sericit, Chlorit, feinstrahliger Aktinolit, Albit, Talk, Serpentin), so dass Sericitschiefer, Chloritschiefer, Topfsteine etc. entstehen. In diesem Falle haben sich aus makrokrystallisirten Gesteinen (Granit, Gneiss, Syenit, Diorit, Diabas, Gabbro etc.) fein krystalline dichte schiefrige Gesteine gebildet.

b) Bei der Metamorphose dichter und klastischer Sedimentgesteine läuft der Process auf Herausbildung neuer, gut krystallisirter Mineralien hinaus (Rutil, Turmalin, Magnetit, Sericit, Muscovit, Biotit, Ottrelit, Strahlstein, blaue Alkalihornblende, Albit, Disthen, Staurolith, Granat, Epidot, Zoisit). Da die Krystallbildung hier das Product der Metamorphose ist, so können die neugebildeten Mineralien selbst keine Quetschungserscheinungen zeigen, während der ursprüngliche Mineralbestand mit seinen ersten Deformationsanzeichen mehr und mehr aufgezehrt wird. Das Endproduct werden vollkrystalline Gesteine ohne sichtbare Deformationsstructur. Beispiele in klassischer Vertretung, wie kaum sonst wo, bieten unsere Bündnerschiefer.

Schon die Metamorphose paläozoischer Gesteine unseres Gebietes ist nicht immer diagenetischer, sondern mechanischer Art, und gehört je nach der Natur des primären Materiales zu 3 a (z. B. Porphyrschiefer der Windgälle) oder zu 3 b (z. B. Ottrelitschiefer des Carbon an der Carvera etc.).

Wahrscheinlich hat die ältere, hier also diagenetische Metamorphose langsam und lange Zeit gewirkt, wirkt vielleicht in gewissen Tiefen noch fort; die zweite hingegen ist zeitlich als die moleculare Ausbildungsform der Dislocationen an die Dislocationszeiten gebunden.

Gewiss zeigen die Flyschgesteine und die Bündnerschiefer grosse Aehnlichkeit in ihrer ursprünglichen Ausbildungsweise — allein wir finden die ersteren trotz ähnlicher Zerknitterung nirgends in der Art mechanisch metamorphosirt, wie so oft die letzteren. Ueberhaupt hat ein und derselbe Process der Alpenstauung durchschnittlich die älteren Gesteine stärker verändert, als die jüngeren. Das ist mechanisch sehr begreiflich. Die innerste Gesteinsumformung durch den gebirgsstauenden Seitendruck muss um so stärker werden, je grösser die gleichzeitige Belastung gewesen ist, unter welcher sie sich vollzogen hat, und sie muss graduell abnehmen mit geringerer Belastung, und grösserer Leichtigkeit, ungequetscht auszuweichen. Die älteren Gesteine waren stärker belastet.

Es kommt noch ein weiterer Grund hinzu: Die älteren Gesteine sind in Mulden viel tiefer hinab zwischen die krystallinischen Schiefer geschleppt worden, sie sind viel stärker eingeklemmt worden, als die jüngeren, die nach oben auszuweichen vermochten. Es zeigt sich dieser Einfluss von Tiefe und

Belastung auch da, wo ein und dasselbe Gestein (Bündnerschiefer) in verschiedenen Stadien und Tiefen der Einklemmung sich beobachten lässt. Die Dynamometamorphose ist da am vollkommensten ausgebildet, wo tiefe Einklemmung zwischen ältere Gesteine vorhanden ist. Die Veränderungen sind aber geringer, wo die gleichen Gesteine mehr bloss unter sich selbst gefaltet sind. Die mechanische Metamorphose unterscheidet sich überhaupt von der alten, nichtmechanischen, durch zonenförmiges Auftreten. Die letztere ist regional, nicht zonenförmig.

Die Belastung beispielsweise der Bündnerschiefer war zur Zeit des Faltungsbeginnes viel bedeutender als die Belastung des Flysch. Denn es fehlt jeder Beweis für ein südliches Ufer vieler jüngerer Bildungen an der Vorderrheinlinie, sie reichten ursprünglich viel südlicher. Ueber dem Bündnerschiefergebiete lagen ausgebreitet der Malm, zum Theil die Kreide, gewiss die gewaltige Eocänbildung. Unter dieser Last hat die Dislocation der Bündnerschiefer begonnen und erst allmählig ist die Denudation nachgefolgt.

Wenn wir unterscheiden haben: 1) Nichtmechanische (gleichförmige regionale) Metamorphose, ohne Gebirgsfaltung entstanden, und 2) Mechanische (ungleichförmige, zonenförmige Dislocations-) Metamorphose durch Gebirgsfaltung, so bleibt noch als dritte Art der Gesteinsumwandlung zu erwähnen die Contactmetamorphose. In unserem Untersuchungsgebiete gelang es mir nicht, einen deutlichen Fall dieser Art aufzufinden, so zahlreich auch die Eruptivgesteine sind. Ich befinde mich in dieser Beziehung wieder in vollständiger Uebereinstimmung mit *Escher* und sogar mit *Studer*, welche (14) Seite 202 und 203 ausdrücklich selbst die Metamorphose der Gesteine des *Schams* als nicht durch Eruptivgesteine bedingt erklären. Das Fehlen ächter Contactmetamorphosen hat wohl zum Theil seine Ursache darin, dass wir active Contacte von Eruptivgesteinen mit jüngeren, sonst noch wenig veränderten Sedimenten nicht finden. Es handelt sich fast stets nur um Contacte mit alten krystallinischen Gesteinen, bei denen Contactmetamorphosen entweder gar nicht entstehen oder durch spätere Umwandlungen anderer Art wieder verwischt worden sind. Wo wir die schönsten Metamorphosen sehen, wie an den Granat-Zoisit-Belemnitenschiefern in der *Scopizone* und an tausend andern Stellen, fehlt jedes jüngere Eruptivgestein im Contacte, dem wir diese

Wirkung zuschreiben könnten. Immerhin ist die Möglichkeit, dass man noch Contactmetamorphosen finde, oder dass gewisse vorläufig nicht oder anders gedeutete Erscheinungen sich bei näherer Prüfung als Contactwirkung ergeben, nicht ausgeschlossen. In den Umgebungen der grünen Schiefer des *Vals* z. B. müssen allfällige Contactmetamorphosen sich mit späteren Stauungsmetamorphosen gekreuzt haben, so dass es fast nicht mehr möglich sein wird, beide Vorgänge auseinander zu lesen in ihren Wirkungen.

Da wir überhaupt in den Alpen sicher kein Eruptivgestein jünger als die intensivste Alpenfaltung haben, so müssen die Gesteine eines allfälligen Contacthofes mineralogisch, structurell und auch in ihrem Verband durch mechanische Metamorphose gestört sein.

Das Endproduct einer combinirten Metamorphose wird auch verschieden sein je nach der Reihenfolge der beiden Wirkungen.

C. Unabhängigkeit der Stauung von der Thalbildung.

Wenn man die Vertheilung der Gebirgsstauung, wie sie sich im Bau der Falten und in den mechanischen Deformationen und Strukturveränderungen der Gesteine zu erkennen gibt, vergleicht mit der Anordnung der Thäler, dann wird man bald gewahr, dass keinerlei Zusammenhang deutlich ist. Oft schneidet ein tiefes Thal einen bis in die höchsten Gipfelregionen enge gestauten Gebirgstheil ab von dem übrigen Theil des Massives, dem er angehört und dereinst angestaut worden ist (z. B. Frunthorn — Adulamassiv mit zwischenliegendem Valserthal). Wäre das Thal nur einigermaßen schon während dem Faltungsvorgang ausgebildet gewesen, so wäre die Stauung hier nicht übertragen worden, sie wäre unterbrochen. Falten setzen jenseits Querthälern in gleicher Weise fort, sie ändern ihre Formen nicht den Thälern zu lieb, sie weichen nicht ab, ob ein Thal oder ein Berg die Flanke einer Falte bilde. Und hoch oben an den Gipfeln kommen Stauungserscheinungen aller Art vor. Alle mechanischen Deformationen sind abhängig von der Faltungszone, der sie angehören, und ganz unabhängig von der localen Vertheilung von Berg und Thal. Wir finden die gleiche Art der Deformation

in den jetzt durch Querthäler getrennten verschiedenen Stücken einer bestimmten Faltenzone. Die Deformation nimmt nicht etwa ab, wenn wir aus einem Längskamme heraus die Schichten bis an die Gehänge eines Querthales verfolgen. Sie sind z. B. im *St. Petersthal* im *Val Luzzzone* gerade so stark ausgebildet, wie im zwischenliegenden Bergkamm des *Piz Aul*, am *Grossen Axen* ganz so wie an der *Silbern*. Die Thäler also haben im Ganzen keinen Einfluss auf die Stauungserscheinungen, sie unterbrechen dieselben nicht und lenken sie nicht ab. Die Stauungserscheinungen sind nur von der Gebirgsanatomie abhängig, nicht von der äusseren Form.

Daraus folgt, dass die jetzt sichtbare Thalbildung weitaus zum grössten Theile erst seit einem gewissen Abschluss des Gebirgsstauungsvorganges entstanden ist, und die Thäler, die schon vorher oder während der Faltung entstanden und als die Vorfahren der jetzigen bezeichnet werden könnten, gehörten fast nur den seither durch Denudation abgetragenen, hoch über den bis heute gebliebenen Gipfeln gelegenen Gebirgsmassen an. Alles, was wir in Beziehung auf mechanische Umformung der Gesteine bei der Gebirgsbildung an der heutigen Aussenfläche der Gebirge beobachten, sind Erscheinungen, die dem Inneren einer geschlosseneren Gebirgsmasse angehörten, nur dort entstehen konnten und erst später durch Verwitterung und Thalbildung abgedeckt worden sind. Das ist ja aus Alpenprofilen sofort zu sehen, dass die Denudation schon weitaus die grössere Hälfte des jemals über Meer gestauten Alpenlandes abgetragen hat. Man hat früher die Denudation unterschätzt.

Die Unabhängigkeit der Stauung von der Thalbildung soll hier selbstverständlich nicht als absolut, sondern als relativ betont werden. Da, wo horizontale Transversalverschiebungen mit Thälern zusammenfallen, halte ich dafür, dass die Schwächung des Gebirges durch die Thalbildung die Ursache dafür war, dass jene Verschiebung sich gerade auf dieser Thallinie und nicht irgendwo daneben vollzogen hat. In unserem Kartenblatt indessen findet sich kein bezügliches Beispiel.

Der Unabhängigkeit der Stauung von der Thalbildung entspricht als Gegenstück die Unabhängigkeit der Thalbildung von der Stauung.

Auch diese ist keine absolute, aber eine relativ überraschend grosse. Einzelne bezügliche Andeutungen finden sich schon bei einzelnen Abschnitten. Ich bin früher (79) eingehender hierauf eingetreten, und obschon viel neues Material vorliegt, will ich diesmal den Gegenstand nur streifen.

D. Die Eruptivgesteine.

Nachdem zahlreiche Eruptivgesteine im Gebiete unseres Kartenblattes schon beschrieben worden sind, scheint es mir nothwendig, dieselben nach ihrer Altersfolge zusammenzustellen, um einen Ueberblick über die Bedeutung und Rolle der Eruptionen in diesem Theile der Alpen zu gewinnen.

Die ältesten Sedimentgesteine unseres Gebietes, welche sich durch Petrefacten nach dem Alter bestimmen lassen, sind die carbonischen Schiefer. Alle älteren Gesteine sind nach dem Alter unbestimmbar, sie sind in der Hauptsache krystallinisch schiefrige Silicatgesteine, auch wenn sie ursprünglich klastisches Gefüge gehabt haben; und sie sind in der Regel centralmassivisch nach Art der Gneisse gestellt. Wir können somit praktisch für unser Gebiet in der Weise trennen, dass wir als Centralmassivgesteine alle diejenigen bezeichnen, welche älter als die Anthracitschiefer sind (Mittel- und Obercarbon). Diese letzteren aber, sammt allen jüngeren Sedimenten, haben wir dem entgegen gewöhnlich kurzweg Sediment genannt. So unterscheiden wir auch die Eruptivgesteine als rein centralmassivische und als solche, welche jünger sind als die Centralmassivgesteine.

I. Centralmassivische Eruptivgesteine (Eruptivgesteine älter als Carbon).

A. Eruptivgesteine der Protoginzonen, also vorwiegend älter als die erste Bildung der Sericitgneisse und Phyllite. Da diese letzteren Gesteine wahrscheinlich jungarchaischen oder paläozoischen Alters sind, so könnten wir diese Eruptionen auch als vorpaläozoische bezeichnen.

Diese ältesten Eruptivgesteine unserer Alpenregion sind:

1. Im Aarmassiv:

* Die Protogine in weiter Ausbreitung, oft als Bankgranit, oft gequetscht und dann mit sandigem Quarz und Parallelstructur. Ihre Ausbreitung deutet am ehesten auf laccolitische Bildung.

* Die Amphibol-Protogine, stockförmig am *Piz Giuf* und dem benachbarten *Piz Ner*, in langem Zuge quer durch *Val Rusein* und *Val Puntaiglas* bis nach *Val Frisal* als Puntaiglasgranit.

Ich meinerseits bin über die Frage, ob die Protogine wirklich als Eruptivmassen aufgefasst werden dürfen, noch zu keiner abschliessenden Ueberzeugung gekommen. Die Frage, ob sie nicht zur ersten Erstarrungsrinde der Erde gehören, scheint mir heute noch weder verneint noch bejaht zu sein, und ich zähle desshalb die Protogine hier nur mit Vorbehalt auf.

* Grauer kieselsäureärmerer Granit vom Typus des Cristallinagranites im *Brunnithal* zwischen Protoginen und auch im Hintergrund von *Val Gliems*, anscheinend nur in einzelnen Gängen, spärlich.

* Syenite im Hintergrund des *Val Gliems* und am *Piz Ner* zwischen *Val Gliems* und *Val Puntaiglas*, ferner in Spuren am Nordabhang des *Oberalpstockes* (*Steinthälstock*).

* Weisse Granite von *Pörtlialp* im *Fellithal*, Nordabhang des *Federstockes*, im *Val de Val*, besonders am *Piz Gliems* bis *Piz Ner* (*Val Gliems-Puntaiglas*). Die Lagerung kann als Laccolit gedeutet werden.

* Aplite oder Eurite in zahlreichen Gängen, zum Theil vielleicht als Ausläufer von den weissen Graniten, jünger als die Protogine, die Gneisse der Protoginzone und die Syenite in Gängen durchsetzend. Häufig an den Gehängen des *Fellithales*, im Hintergrund von *Etlithal*, *Val de Val*, am *Piz Giuf*, am Grat südlich *Val Gliems*, am *Piz Ner* (*Puntaiglas*), im *Val Puntaiglas*, *Limmernboden* etc. Sie finden sich nur sehr selten in der sericitischen Zone, ich kenne sie nicht aus dem Erstfeldergneiss.

* Felsitporphyre sehr untergeordnet ob *Müllersmatt* im *Etlithal*, fragliche im oberen *Val Giuf*, an den *Mittelplatten* und am *Kreuzlipass*, *Kluseralp* im *Fellithal*.

2. Im Gotthardmassiv:

* Der Protogin, dessen Ausbreitung auch hier sich wohl mit der Annahme von Laccolitbildung verträgt, bald mehr Bankgranit, oft massig, meistens mit Druckschieferung (*Val Medel-Lavaz-Somvix*hintergrund).

Amphibol-Protogine fehlen, ebenso Syenite vom Typus derjenigen des Aarmassives.

* Cristallina-Granit, grauer plagioklasreicher Granit in Gestalt eines langgestreckten Stockes im Protogin und an dessen Rand im *Medelsergebirge*.

* Aplite oder Eurite recht spärlich in Gängen im Protogin und im Cristallina-Granit.

Es bleibt mir auffallend, dass ich im Gotthardmassiv die Euritgänge in den Gneisszonen nicht gefunden habe.

Im Adulamassiv fehlen, soweit es in unser Kartenblatt fällt und soweit südlich ich es kenne, die Eruptivgesteine vollständig.

B. Centralmassivische Eruptivgesteine aus den Zonen der Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite.

1. Im Aarmassiv:

* Felsitporphyroid am Nordabhang des *Düssistockes*, sehr ähnlich dem Rofnagestein. — Verbreitung nicht näher untersucht.

* Weisser Felsitporphyrchiefer am *Bristenstockgipfel*, im *Limmerntobden* (oder Euritschiefer?), im *Val Puntaiglas* zwischen Puntaiglasgranit und gneissartigem Verrucano.

* Diorit in der *Alp Puntaiglas* und am Ausgange von *Val Rusein*, sowie unter *Dorf Somvix*, gequetscht als Dioritschiefer nahe der Röthimulde in *Val Puntaiglas*.

* Amphibolite verschiedener Art. — Gequetschte Eruptivamphibolite finden sich im *Limmerntobel*, unter dem *Kleintödi*, am Ostabfall des *Düssistockes*, an der Nordseite und Südseite des *Maderanerthales* etc. — Zum Theil mögen auch Muttergesteine der Talkschiefer hierher zählen.

* Gabbro, Olivingesteine, zum Theil umgewandelt in Serpentin im *Maderanerthal*, besonders am *Golzernberg* und unter *Regenstalden*.

2. Im Gotthardmassiv:

- * Diorit von *Val Ufern*.
- * Dioritische Lagergänge am oberen Eingang in die *Medelser-schlucht* nahe *Curaglia*.
- * Amphibolite am *Piz Lavaz*? möglicherweise doch eher sedimentären Ursprunges?
- * Gabbro und Serpentin am *Lavazgletscher* und *Piz Vial*?
- * Amphibolite zum Theil Muttergesteine der Giltsteine (Talkschiefer, Chloritschiefer und Serpentin etc.) im *Tavetsch* etc.?
- * Gequetschter Felsitporphyr am *Piz Cavel*, bei *Sutglatsche* unter *Piz Valdaraus* auf *Alp Gargialetsch*, oben in *Val Zafragia* und vielleicht auch am *Piz Muraun*.
- * Muscovitgranit (Euritische Gesteine) bei *Alp Rentiert* in *Val Lavaz* und an *Alp Gargialetsch*.

3. Im Massiv des Piz d'Emet:

- * Rofnaporphyr, das Gestein der Surettahörner und der Rofna.

Offenbar haben bei manchen Gesteinen nachträglich durch Quetschung Strukturveränderungen derart stattgefunden, dass ihre Zugehörigkeit zu den Eruptivgebilden nicht sicher festgestellt werden kann. Obige Aufzählung ist desshalb unvollständig. Sie nennt gewiss eine ganze Anzahl von Gesteinen nicht, die doch hierher gehören.

Diese centralmassivischen Eruptivgesteine greifen nirgends über die Grenzen der Centralmassive hinaus, kein Gang dringt in die Anthracitschiefer, geschweige in die mesozoischen Sedimente hinein. Sie schneiden spätestens an deren Grenze ab. Nirgends, wo etwa noch eine Berührung derselben mit mesozoischen Sedimenten vorkommt (wie z. B. am Pass zwischen *Gliems* und *Puntaiglas* oder unter dem *Piz Puntaiglas* etc.), finden wir Contactmetamorphosen. Ebenso wenig endomorphe Erscheinungen in den Eruptivgesteinen. Nirgends ist ein directer Zusammenhang der jetzigen Lagerung mit der Eruption zu erkennen. Nirgends finden wir etwa Bruchstücke von Röthidolomit etc. in diesen Eruptivgesteinen. Alle

diese Eruptivgesteine sind eben alt, älter als Carbon, älter als jede Faltung der Alpen. Sie sind passiv gegenüber dem Gebirge, dem sie heute angehören, sie sind bei dessen Stauung mitgeschleppt und mitgequetscht und in ihrer Structur verändert worden.

Fast alle diese Gesteine erscheinen als Tiefen- oder Ganggesteine. Tuffe, Breccien, Ergussproducte fehlen, oder sind der Art verändert, verarbeitet in die gleichzeitigen krystallinisch schiefrigen Silicatgesteine hinein, dass sie nicht mehr zu erkennen und abzutrennen sind. Vielleicht enthalten die Sericitgneisse und Phyllite Material von Tuffen alter Eruptionen.

Ob der Felsitporphyr am *Piz Cavel* und der Rofnaporphyr vielleicht etwas jünger und schon zur folgenden Gruppe zu zählen sind, ist unentschieden.

II. Eruptivgesteine jünger als die Gesteine der Centralmassive (carbonisch und postpaläozoisch).

A. Eruptivgesteine der Carbonperiode im weiteren Sinne des Wortes.

* Der Windgälleporphyr.

* Der Windgälleporphyrschiefer.

* Der nur in Stücken gefundene Porphyr und der Porphyrschiefer (135, S. 438) an der oberen Sandalp.

* Gequetschte weisse sericitische Porphyrschiefer, welche die Anthracitschiefer begleiten (*Bristenstock, Tödi, Windgälle, Carvera* etc.).

Diese letzteren sind vielleicht ursprünglich zum Theil als vulkanische Tuffe zur Ablagerung gekommen. Die Anthracitschiefer enthalten oft Bruchstücke von Feldspathen, Porphyr etc. eingeschlossen, sie gehen in allerlei Arkosen über. Dies sind Andeutungen der zugehörigen vulkanischen Trümmernmassen, welche im gleichzeitig gebildeten Carbonschiefer eingeschlossen sind.

* Melaphyre, Spilite und Trappgesteine des Verrucano im *Kärpfgebiete* an den *Brigelserhörnern* und in *Alp Ladrail* und südlich über dem *Panixerpass*.

Diese Gesteine treten meistens als Lagergänge auf, begleitet von einer Unmenge porphyrischer und melaphyrischer Breccien und Conglomerate. An

manchen Stellen (nordöstlicher Theil der *Kärpfstockplatte*) erkennt man leicht, dass die Trümmernmassen der Melaphyreruptionen einen bedeutenden Antheil an der Bildung des Sernifites nehmen. Schlackige Varietäten, Mandelsteine sind stark verbreitet. Südlich des *Panixerpasses* erscheinen schiefrig gequetschte Melaphyre im Verrucano.

Die Art der Einlagerung in den Verrucano zeigt, dass die Melaphyr- etc.-Eruptionen des *Kärpfgebietes* mit der Bildung des Verrucano (Sernifit) im grossen Ganzen gleichzeitig sind. Nirgends greifen sie über den Verrucano in jüngere Bildungen hinaus. Der Quartenschiefer ist vielfach ein Abschwemmungsproduct der Verrucanomassen sammt ihren Eruptivgesteinen. Die oberen Verrucanoschichten enthalten die Melaphyre in Geröllen. Sie gehören der Permzeit an. Der Verrucano mit seinen Porphy- und Melaphyrconglomeraten ist ein Aequivalent des deutschen Rothliegenden. Wenn eine altcarbonische Faltung in diesen Regionen vorgekommen ist, so erscheinen Windgällenporphyr und Kärpfmelaphyr als die Eruptionsnachfolger dieser Dislocationen.

Dass aber auch diese Eruptionen keinen ursächlichen Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen haben, ist bei früherer Gelegenheit dargethan worden. Sie sind jungcarbonisch (permisch), sie liegen jetzt Eocänbildungen überschoben. Die Alpenfaltung ist posteocän. Die Alpenfaltung hat sie als passive Gesteine mitgeschleppt und ihre Structur zum Theil verändert (Melaphyrschiefer am *Panixerpass*, *Kärpfstock*, Windgällenporphyrschiefer etc.). In Beziehung auf die Petrographie dieser Gesteine verweise ich auf (135 u. 141).

Dem Alter nach nur wenig von den permischen Melaphyren verschieden ist das sonderbare granitische Gestein des *Schamserthales*, das wir im Interesse der Sprachkürzung mit einem Localnamen bezeichnet haben, der:

* Taspinit in der *Alp Ciss* und *Taspin*, Ostseite des *Schams*. Ist der Taspinit ein Eruptivgestein und befindet er dort sich noch in annähernd ursprünglicher Lage, so bildet er dort einen Stock, umhüllt von Trümmernmassen älterer Gesteine in sich, und von sich in jüngeren umgebenden Gesteinen. Die dortigen Erscheinungen sind mir nicht verständlich. Sicher aber bleibt bestehen, dass ich Gerölle von Taspinit in der Rauchwacke der Röthigruppe gefunden habe, der Taspinit also älter ist als die Röthigruppe, d. h. älter als Trias — vielleicht sogar als Zechstein.

B. Mesozoische eventuell tertiäre Eruptivgesteine.

Eruptivgesteine der sicheren Trias kennen wir aus unserem Gebiete nicht. Dagegen folgen solche im Lias und Dogger und zwar im Bündnerschiefer. Dies sind die

* Gabbro, Diabase, Variolite, Serpentine, Diorite und grüne Schiefer (Diabase und diabasische Tuffe?) des *Bündnerschiefergebietes*. In der Miocänagelfluh der Ostschweiz finden sich die Gerölle dieser selben Gesteinsvarietäten, besonders die Gabbro und Variolite ziemlich häufig. Die Gabbro und Serpentine erscheinen nur an der östlichen Grenze unseres Blattes, Diorite gar nicht mehr in unserem Blatte, wohl aber weiter östlich. Die grünen Schiefer aber sind weit verbreitet in *Schams*, *Obersafien*, *Rheinwald* und *Vals*. Die Gabbro des *Oberhalbstein* etc. gleichen auf's Haar den eocänen Gabbro des *Apennin*. Sind sie hier vielleicht auch eocän ausgebrochen? Ihre Verknüpfung mit den grünen Schiefern in *Oberhalbstein* ist der Art, dass man beide mit Bestimmtheit als zusammengehörige Bildung erkennt. Die Serpentine sind hier wie oft verwitterte Gabbro. Nun aber treffen wir, wie früher dargestellt, die „grünen Schiefer“ (*Sv.* der Karte) in meist wenig mächtigen, aber ausgedehnten Schichten, gewöhnlich gleichförmig eingelagert, seltener stockförmig zwischen den ächten Bündnerschiefern. Wir stehen vor folgenden beiden Möglichkeiten für unser Gebiet:

Entweder: Die Gabbro- und Diabas- etc. Eruptionen sind tertiär, die grünen Schiefer sind gequetschte Lagergänge und Intrusionsgänge dieser Gesteine, Ergussgesteine und Tuffe sind abgewittert; das Eocän, überhaupt die jüngeren Gebilde sind weggewittert und der Lias und Dogger (Bündnerschiefer) tief darunter entblösst.

Oder: Die Gabbroeruptionen sind jurassisch (vom Alter der Bündnerschiefer), die grünen Schiefer sind die submarin abgelagerten Tuffe und Ergussströme jener Eruptionen, die deren Gleichzeitigkeit mit den einschliessenden Schichten beweisen.

Je nach der Auffassung der grünen Schiefer ist diese Frage zu entscheiden.

An die grünen Schiefer des Bündnerschiefers schliessen sich unmittelbar einige Lagen grüner Schiefer in den marmorischen Kalksteingebilden des

Schamsergebietes an, die ja wahrscheinlich nur eine Facies innerhalb der Bündnerschiefer darstellen. Hier sollte man Contactmetamorphosen finden, allein die regionale Metamorphose geht hier fast überall so weit, dass eine vermuthlich einst vorhandene Contactmetamorphose zur Unkenntlichkeit verwischt worden zu sein scheint.

Dass die Eruptivgesteine der Bündnerschiefer und überhaupt alle Eruptivgesteine von Mittelbünden passiv sind, anerkennt sogar *Studer*. Wir finden in Beziehung auf Mittelbünden (14) S. 203 den ganz bestimmten gemeinsamen Ausspruch mit *Escher*: „Ebensowenig dürfen wir die Hebung des Bodens, „sei es in Hochflächen oder in Kettensystemen, dem Aufsteigen massiger „Gesteine aus dem Erdinnern beimessen.“

C. Tertiäre Eruptivgesteine.

In Oberjura und Kreide herrscht Ruhe in unserem Gebiete, Meer und Flachland wechseln zeitlich ab ohne Lagerungsstörung und ohne Eruptionen.

Dann treffen wir auf local sehr beschränkte Eruptionen der Eocänzeit. Dies sind:

* Diabasporphyrite, Diabase und Gabbro. Dieselben erscheinen an der Nordgrenze unseres Kartenblattes, oberhalb *Illgau*, an der Wasserscheide gegen das Gebiet von *Iberg*, wo sie dann häufiger sich zeigen.

* Taveyanazsandsteine (Diabase und Diabastuffe) hingegen treten im Eocänen massenhaft auf. Sie erscheinen meistens geschichtet, concordant den andern Flyschgesteinen eingelagert. Zugehörige Gänge und Stöcke von diabasischen Gesteinen fehlen hier. Auch in den Secundärgebilden der Umgebung ist mit Ausnahme der Nähe von *Iberg* nördlich ausserhalb unserer Karte nichts von derartigen Durchbruchgebilden zu finden. Es bleibt noch ein Räthsel, wo das Material zum Taveyanazsandstein ausgebrochen ist. Fast unwillkürlich blickt man nach den Gabbro, Dioriten und grünen Schiefern im Südosten und fragt sich, ob nicht doch jene Eruptionen, die den grünen Bündnerschiefer lieferten, der Tertiärzeit angehörten, und mit der Bildung des Taveyanazsandstein in Beziehung stehen.

Erhöhtes Interesse gewinnen diese basischen Eruptionen dadurch, dass sie in durchaus ähnlicher Weise in sehr weiter Verbreitung am Nordrande

der *Pyrenäen*, der ganzen *Alpen* und der *Karpathen* bis nach *Bosnien* hinein auftreten (*K. A. Reiser*, die Eruptivgesteine des *Algäu*, 1889). Wo, wie in den *Pyrenäen* und einzelnen Theilen der Ostalpen, die Faltung mit Schluss der Eocänzeit aufgehört hat, haben diese Eruptivgesteine ihre primäre Lagerung behalten, hier aber sind sie kräftig mitgefaltet und verquetscht.

Seit der Eocänzeit hat in dem auf unserem Kartenblatt dargestellten Theil der Alpen keine Eruption mehr stattgefunden, und keine ausserhalb liegende Eruption hat mehr hier merkbare Quantitäten durch den Wind vertragener Tuffe abgelagert — und wenn 1822 und 1855 hier auch Vesuvaschen niedergefallen sind, so haben sich desshalb doch am Grunde unserer See'n keine Gesteine gebildet, welche mit den „grünen Schiefern“ in Graubünden oder dem Taveyanazsandstein von Uri und Glarus verglichen werden können.

* * *

Wir haben im Ganzen im Obigen ungefähr 25 verschiedene Arten von Eruptivgesteinen von über 80 verschiedenen Localitäten aus dem Gebiete unseres Kartenblattes XIV aufgeführt.

Das Resultat dieser Betrachtungen geht wiederum dahin: In den ältesten Zeiten waren die Eruptionen am häufigsten und am massenhaftesten. Sie wurden im Laufe der Zeit im Allgemeinen spärlicher und localisirter. Man denke z. B. an die Reihen: Protogin oder Cristallinagranit — Eurit — Windgällenporphyr oder an die mehr basische Reihe: Syenit und Diorit von *Puntaiglas* — Diorit der *Ruseinbrücke* — Melaphyr des *Kärpfstockes* — Gabbro der Bündnerschiefer — Diabas des *Sihlthales*. Die Faltungsprocesse in der Erdrinde waren umgekehrt in alter Zeit selten und schwach, sie haben im Laufe der Zeit an Intensität zugenommen, und sie sind, wie uns die meisten Erdbeben zeigen, noch jetzt nicht abgeschlossen. Es entspricht diese Verschiebung der Dinge dem Uebergang der Erde aus einem ersten Stadium, da die Abkühlung der Rinde noch vorwiegte und zu einer Zerreissung der letzteren führte, in ein zweites Stadium, da schon eine dicke Rinde in ein Temperaturgleichgewicht gekommen ist, nun für den schwindenden Kern zu gross wird und faltend demselben nachsinken muss.



Beiträge

zur

Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geolog. Karte
der Schweiz in 1:100,000 auftretenden Gesteine.

Anhang

zur

XXV. Lieferung der Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz

von

Dr. Carl Schmidt

Professor der Mineralogie und Geologie
an der Universität Basel

Mit Tafel VIII, enthaltend 15 Mikrophotographien

BERN
Buchdruckerei Karl Stämpfli & Cie.
1891

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit enthält einige Mittheilungen über die petrographische Natur der auf dem Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz auftretenden Gesteine. Eine vollständige Durcharbeitung des gesammten Materiales war in Anbetracht der Grösse des Gebietes nicht möglich. Als ein petrographisches Supplement, welches in Form eines Anhanges dem von Prof. Dr. A. Heim ausgearbeiteten geologischen Texte zu Blatt XIV folgt, mögen diese Zeilen betrachtet werden. Das hohe Interesse, welches die in unserem Gebiete auftretenden Felsarten sowohl in Hinsicht auf die speciell schweizerische Geologie als auch die allgemeine Geologie beanspruchen dürfen, mag die Publication dieser Fragmente rechtfertigen.

Vor ungefähr acht Jahren übergab mir mein hochverehrter Lehrer Herr Professor Dr. A. Heim verschiedene Gesteinsproben aus seinem Aufnahmegebiete zur petrographischen Untersuchung. Die ersten Resultate waren wenig befriedigend; ich suchte vor Allem mein Untersuchungsmaterial selbst zu sammeln. Auf diese Weise entstanden meine ersten Publicationen über den Porphyr und die krystallinen Schiefer, sowie über die Eisenerze der *Windgällengruppe*, ferner über Diabasporphyrite, Melaphyre und Taveyannazsandstein etc. (vgl. Cit. 135, 136, 137, 141, 144, 150, 156). Nachdem ich späterhin noch zu verschiedenen Malen kurze Streifzüge in das Gebiet unternommen hatte, suchte ich im Sommer 1890, im Auftrage der geologischen Commission der Schweiz, während mehreren Wochen meine früheren Aufsammlungen, besonders im nordwestlichen Graubünden, zu vervollständigen. Mein Untersuchungsmaterial ergänzte ich im Weiteren, indem ich gemeinsam mit Professor A. Heim aus dessen Sammlung typische Stücke aussuchte, namentlich aus Gebieten, die ich selbst nicht habe besuchen können. — Die für unser Gebiet sehr wichtige Gesteinsgruppe des Verrucano konnte beinahe vollständig unberücksichtigt bleiben, weil über diesen Gegenstand von anderer Seite eingehende Mittheilungen zu erwarten sind.

Mit den petrographischen Untersuchungen war ich in den mineralogischen Laboratorien der Universitäten *Strassburg*, *Greifswald*, *Freiburg i./B.* beschäftigt, und nach meiner Uebersiedelung nach *Basel*, wo leider die für petrographische Arbeiten nöthigen Einrichtungen nicht vorhanden sind, verwendete ich mehrmals einige Ferienwochen dazu, um im mineralogischen Institut der Universität *Heidelberg* zu arbeiten, was mir Herr Geheimrath H. Rosenbusch in liebenswürdigster Weise gestattete. Den Herren Professoren Dr. E. Cohen, Dr. G. Steinmann und Dr. H. Rosenbusch sage ich für ihr freundliches Entgegenkommen besten Dank.

Basel, Ende Juli 1891.

C. Schmidt.

Inhaltsverzeichnis

zum

Anhang von Lieferung XXV der Beiträge zur geolog. Karte
der Schweiz.

	Seite.		Seite.
Vorwort	III	III. Die Gesteine des Gotthardmassivs (östlicher Theil)	23
I. Petrographische Mittheilungen aus dem Gebiete der Glarner Doppelfalte	1	A. Granitische Gesteine	23
A. Ueber die chemische Zusammensetzung des Lochseitenkalkes	1	1. Protogine	23
B. Melaphyre der Kärpfstock-Gruppe	2	2. Cristallina-Granit	24
II. Die Gesteine des Aarmassivs (östlicher Theil)	6	3. Diorit von Ufiern	25
A. Gesteine aus den Zonen der nördlichen Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite	6	B. Gneisse	25
1. Allgemeines	6	C. Amphibolite	27
2. Amphiboliteinlagerungen	7	D. Weitere Gesteine aus der Gipfelzone Medel-Gaglianera-Cavel	28
3. Porphyrgerölle von der Röthi am Tödi	8	1. Sericitischer Schiefer von der flachen Decke des Protogines am Sutgatsche-Gletscher	28
B. Gesteine aus der Granitgneisszone	9	2. Quarzporphyrschiefer	28
1. Biotit-Protogine	9	IV. Die Gesteine des Adulamassivs	30
2. Hornblende-Protogine	12	A. Der Adula-Gneiss	30
3. Granitische Ganggesteine	14	B. Einlagerungen im Gneiss	34
C. Gesteine aus dem Muldenzug des Tavetsch	14	1. Granatführende Muscovit-schiefer	34
1. Die sericitischen Schiefer	15	2. Amphibolite	35
2. Amphibolite und Diorite	16	a. Eklogitartige Gesteine	35
a. Alp Puntaiglas	16	b. Strahlstein-Epidot-Schiefer	36
b. Ruseinbrücke	17	3. Marmore	37
c. Medelserschlucht	19	4. Nachtrag. Gesteine aus dem Zapporththal	37
3. Carbonische Schiefer von Curgaglia	20	V. Ueber die petrographische Natur der Bündnerschiefer	39
a. Die Kalksericitschiefer	20	A. Die grauen und schwarzen Bündnerschiefer	39
b. Grünlichgraue Ottrelithschiefer	20	1. Graue, körnige Kalkphyllite	40
c. Kohlige Schiefer	21	2. Schwarze, feldspathführende Chloritoidschiefer	40
D. Krystalline Schiefer von Vättis	21		

	Seite.		Seite.
3. Marmore	41	3. Grüne Schiefer vom Brenn-	
4. Schwarze, dünn-schiefrige		hof bei Nufenen	59
Kalke und Echinodermen-		4. Grüne Schiefer von Vals . . .	60
breccien	41	5. Bemerkungen über die Ent-	
5. Schwarze Clintonitphyllite .	42	stehung der grünen Bündner-	
6. Zoisit- und Granatphyllite .	44	schiefer	61
a. Zoisitphyllite	44	C. Die jurassischen Gesteine von Bonaduz .	64
b. Granatphyllite	46	1. Oxfordschiefer	64
7. Granat-Zoisithornfelse . . .	47	2. Eisenoolithe des Callovien .	66
8. Graphitoidfreie Glimmer-		3. Echinodermenbreccien des	
schiefer	48	mittleren Doggers	67
a. Quarzfreie Glimmerschiefer . .	49	4. Anhang. Ueber die Natur des	
b. Quarzführende Glimmerschiefer .	51	sogenannten Chamoisites in	
c. Staurolith-Glimmerschiefer . . .	52	alpinen Eisenoolithen . . .	67
9. Quarzite	53	D. Schlussbemerkungen über die Natur der	
10. Chemische Analysen von		Bündnerschiefer	69
grauen und schwarzen Bünd-			
nerschiefern	54	VI. Gesteine aus dem Thalgebiet von	
B. Die grünen Bündnerschiefer	56	Schams	73
1. Gabbro, Diabas und Variolit		A. Krystalline Einlagerungen und polygene Con-	
vom Piz Curver	56	glomerate in den Kalkstöcken von Schams	73
a. Gabbro	56	B. Der Rofnaporphyr	74
b. Diabase	57	Erklärung zu Tafel VIII (Mikrophotographien) .	77
c. Variolite	57		
2. Grüne Schiefer von Alp Star-			
lera (Avers)	58		

NB. Die im Text gegebenen Literaturnachweise sind mit den Citationsnummern versehen, welche das vorne im ersten Theil dieser Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz enthaltene Literaturverzeichnis angibt.



I.

Petrographische Mittheilungen aus dem Gebiete der Glarner Doppelfalte.

A. Ueber die chemische Zusammensetzung des Lochseiten- kalkes.

Nach der Anschauungsweise von *A. Escher v. d. Linth* und *A. Heim* ist die zwischen hangendem Verrucano und liegendem Eocän eingeklemmte Kalkschicht an der *Lochseite* bei *Schwanden* als mechanisch reducirter Hochgebirgskalk zu deuten. Gegen diese Anschauung erhebt *Pfaff*¹⁾ Bedenken, welche sich auf die chemische Zusammensetzung dieses Kalkes stützen. *Pfaff* fand nämlich in einer «von ihm selbst an der Lochseite geschlagenen Probe» 46,39 % in Salzsäure unlöslichen Rückstand.

Nach den Daten der chemischen Analyse und mikroskopischen Untersuchung hält *Pfaff* den sogen. Lochseitenkalk für ein Mittelding zwischen Kalk und Schiefer und erklärt denselben als wesentlich verschieden von Hochgebirgskalk.

Dieses Resultat veranlasste mich, einige Analysen von ächtem Hochgebirgskalk, von verschiedenen Vorkommnissen von Lochseitenkalk, sowie einer Probe von Röthidolomit auszuführen. In folgender Tabelle sind die Resultate zusammengestellt.

Fundort.	I. Firnälpe- li b. Engelberg.	II. Karrenalp. Kt. Glarus.	III. Bösbächi am Glärnisch.	IV. Tätschbach bei Engelberg.	V. Saasberg.	VI. Foostock.	VII. Richetlipass.	VIII. Lochseite.
Petro- graphische Beschaffen- heit.	Röthi- dolomit.	Kieselige Con- cretion in Hochgebirgs- kalk.	Hochgebirgs- kalk, dünn- schiefrig.	Hochgebirgs- kalk, massig.	Lochseiten- kalk, dünn- schiefrig.	Lochseitenkalk, gran- marmorartig, in parallel- epipedische Stücke zerfallend.		Lochseiten- kalk, marmor- artig, streifig gewunden.
Mächtigkeit	—	—	400—600 m.		circa 50 m.	24 m.	18 m.	1/2—2/3 m.
Unlöslich in HCl.	1,31	56,13	4,29	0,41	4,48	0,67	3,74	8,56
Fe ² O ³ Al ² O ³	1,74 0,70	} 0,85	} 1,03	} 0,35	} 0,81	} 0,28	} 0,32	} 3,12
CaCO ³	55,12	41,62	93,96	97,67	93,38	98,05	95,05	66,75
MgCO ³	40,88	1,77	0,77	0,87	1,36	1,08	0,80	21,61
	99,75	100,37	100,05	99,30	100,03	100,08	99,91	100,04

¹⁾ Vgl. Cit. 96.

Mein Befund zeigt für Lochseitenkalk von der *Lochseite* selbst eine so grosse Abweichung von den Daten der Analyse, die *Pfaff* veröffentlichte, eine derartige Uebereinstimmung hingegen mit meinen Analysen von Lochseitenkalk anderer Localitäten, dass die Vermuthung berechtigt erscheint, *Pfaff* hätte nicht typischen Lochseitenkalk, sondern solchen aus den tiefsten Lagen analysirt, wo häufig eine innige Verknüpfung von Kalk und Flysch beobachtet wird. Es ist wohl möglich, dass dort die Verbindung beider gelegentlich eine so innige ist, dass in der That ein Mittelding zwischen Kalk und Schiefer entsteht. An der Grenze von Lochseitenkalk gegen Verrucano kann übrigens auch eine Einknetung von Röthidolomit in Malm den Mg-Gehalt des Lochseitenkalkes erhöhen.

Die obenstehende Tabelle zeigt deutlich, dass der Lochseitenkalk in seinen verschiedenen Mächtigkeiten, die jeweilen ein Mass für den Betrag der Auswalzung geben können, in Beziehung auf chemische Zusammensetzung von normalem Hochgebirgskalk nur unbedeutend abweicht. Dem grössern Gehalt an Magnesia und in Salzsäure unlöslicher Substanz des Kalkes von der *Lochseite* selbst ist wohl für die Altersbestimmung desselben kaum principielle Bedeutung beizumessen ¹⁾).

B. Melaphyre der Kärpfstockgruppe.

Basische Eruptivgesteine sind ausser den Diabasen von *Iberg* und *Griesbach Tobel* innerhalb des Nordabhangs der Centralalpen noch aus der *Kärpfstockgruppe* (zwischen Sernft und Linth, Kt. Glarus) bekannt geworden ²⁾. Nach *A. Heim* ³⁾ bilden dieselben dort bis 80 m. mächtige Lagergänge in Verrucano und greifen niemals über die Grenzen desselben in jüngere Bildungen ein. *Heim* überliess mir das in der Züricher Sammlung vorhandene, von *A. Escher* gesammelte Material zur Untersuchung. Die vorliegenden Handstücke lassen sich nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung zu zwei Gruppen vereinigen.

Die bräunlich-violett gefärbten Gesteine der ersten Gruppe zeigen verschiedenartigen Habitus. Meist sind sie von mannigfach gestalteten Blasenräumen durchzogen, welche theils noch leer sind, theils ausgefüllt, so dass typische Mandel-

¹⁾ *A. Heim* hat, nach gefälliger Mittheilung, von der *Lochseite* selbst Probestücke der obersten Theile des Lochseitenkalkes und solche der unteren auf das Verhältniss von Mg und Ca geprüft und dabei stets gefunden, dass ein höherer Magnesiumgehalt nur dem obersten, dicht unter dem Verrucano anklebenden Theile der Lochseitenkalkbank angehört. Diese oberen Theile wittern zudem häufig gelblich an. *Heim* glaubt, dass eben hier auch oft noch etwas Röthidolomit mit verknüpft ist, und dass demselben dieser Magnesiumgehalt zuzuschreiben ist. Zwei Proben von Lochseitenkalk aus dem untersten Theil des Lagers an der *Lochseite*, weissgrau anwitternd, enthielten 97 bis 98 % CaCO₃. Uebrigens gibt es auch im Hochgebirgskalk dolomitische Partien.

²⁾ Vgl. Cit. 141.

³⁾ Vgl. Cit. 79 und Cit. 141.

steine resultiren. Eine dritte Varietät ist dicht, zeigt Anlage zu schiefriger Structur und enthält olivengrüne, glänzende Putzen von Serpentin. Nester und Schnüre von Calcit treten gelegentlich in allen Varietäten auf.

Die von der übrigen Gesteinsmasse scharf getrennten Mandeln sind 2—5 mm. gross und weiss oder grasgrün gefärbt. Beim Betupfen mit Salzsäure brausen sie nicht. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass dieselben ihrer Hauptmasse nach aus dicht aneinander liegenden, breiten Plagioklasen bestehen. In den centralen Theilen der Mandeln treten grüne, radialfaserige Bündel eines durch Salzsäure nicht zersetzbaren Minerals hinzu. Die einzelnen Fasern zeigen Querabsonderung und sind stark pleochroitisch (die parallel der Längsausdehnung schwingenden Strahlen sind gelblichgrün, die senkrecht dazu schwingenden fast farblos). An einigen, mehr vereinzelt liegenden Fasern wurden Auslöschungsschiefen bis zu 15° gemessen. Da schliesslich Kieselfluss-säure-Präparate hauptsächlich Magnesiumsalze lieferten, so kann dieses grüne Mineral wohl nur als Hornblende gedeutet werden. Infolge ihrer mineralogischen Zusammensetzung (Plagioklas und Hornblende) sind diese Mandeln wohl als ursprüngliche Bildungen aufzufassen.

Nach dem mikroskopischen Befunde ist der Hauptgemengtheil der vorliegenden Gesteine ein Plagioklas, welcher nach der geringen Auslöschungsschiefe der Oligoklasreihe anzugehören scheint. Er bildet Aggregate wirr durcheinander liegender, meist langer, schmaler, seltener gedrungener Leisten. In den Mandelsteinen zeigen letztere in der Nähe der Mandeln fluidale Anordnung, indem sie mit ihrer Längsrichtung den Contouren der ursprünglichen Blasenräume folgen.

Die Zersetzung der Gesteine ist meist schon so weit fortgeschritten, dass eine sichere Bestimmung der übrigen Gemengtheile nicht mehr möglich ist. Nach Wegätzen der in grosser Menge im Schliff überall vertheilten opaken Substanzen erkennt man zwischen und als Einschlüsse in den Plagioklasleisten Aggregate schwach grünlich-brauner, lebhaft polarisirender, rissiger Körner, welche wohl theils primärer Augit, theils secundärer Epidot sind. Eine Varietät, welche aus der Nähe des *Milchsee's* stammt, enthält Augit, der in Form von Einsprenglingen auftritt.

Schon makroskopisch wahrnehmbare, dunkelbraune, glänzende Körner scheinen nach den Umrissen und nach ihrem Habitus im Dünnschliff auf ganz zersetzten Olivin zu deuten. Das Umwandlungsproduct desselben ist aber nicht der gewöhnliche Serpentin, sondern zeigt vielmehr die grösste Aehnlichkeit mit dem Bastit, welcher jedoch bis jetzt nur als Pseudomorphose nach eisenarmen, rhombischen Pyroxenen erwähnt wird. Das Mineral besteht aus parallel liegenden Fasern, welche in der Regel senkrecht zur Längsausdehnung des ursprünglichen Olivins stehen. Die Faserbündel löschen einheitlich parallel aus und zeigen niedrige Interferenzfarben (gelb und grau I. Ordnung). Die Längsrichtung der Fasern entspricht der Axe kleinerer Elasticität. Dieselben sind beinahe farblos, wenn das Licht senkrecht, gelblichbraun, wenn es parallel zur Längsausdehnung schwingt; es stimmt also das vorliegende Mineral auch in Beziehung auf Doppelbrechung und Pleochroismus mit Bastit überein. Spaltungsblättchen nach $\infty \tilde{P} \infty$ (010) konnten wegen der Kleinheit der Individuen nicht untersucht werden.

Die zu einer zweiten Gruppe vereinigten Gesteine sind von grünlicher Farbe und enthalten weder Blasenräume noch Mandeln. *Escher* bezeichnet sie als *Spilit* oder als «grünliche *Porphyrschiefer*».

In der dichten Grundmasse liegen zerstreut braune, glänzende Körner von zersetztem Olivin oder hirsekorn- bis erbsengrosse Partien von schwärzlich-grünem Serpentin.

Der Olivin zeigt unter dem Mikroskop Maschenstructur und ist unter Ausscheidung grösserer Chloritblättchen vollständig in serpentinarartige Substanzen zersetzt. Wie in den Gesteinen der ersten Gruppe bildet der in Form langer, schmaler Leisten auftretende Plagioklas den Hauptgemengtheil. Die Individuen sind oft so stark zersetzt, dass die sonst so scharfe Begrenzung der Leisten vollständig verschwindet.

Basische Gemengtheile treten in diesen grünen Varietäten ziemlich reichlich auf.

Augit bildet auch hier Häufchen kleiner, rissiger Körner. Er ist farblos oder schwach bräunlich gefärbt, zeigt keinen Pleochroismus, lebhafte Interferenzfarben und Auslöschungsschiefen bis zu 40°. Die secundär entstandenen Epidotkörner sind gewöhnlich grösser als der Augit und lassen sich durch intensive Färbung, Pleochroismus und Spaltung leicht von demselben unterscheiden. Den Gesteinen dieser zweiten Gruppe ist der Gehalt an grösseren Chloritblättchen eigenthümlich. Dieselben sind stark pleochroitisch und zeigen die charakteristischen stahlblauen Interferenzfarben. In den am meisten zersetzten Varietäten finden sich ausserdem reichlich Fasern einer sehr lichten Hornblende.

Sämmtliche Melaphyrvarietäten des *Kärpfstockgebietes* sind ausgezeichnet durch nicht sehr bedeutenden Gehalt an Olivin. Porphyrische Structur ist nicht sehr deutlich entwickelt. In Form von Einsprenglingen tritt meist nur Olivin, seltener auch Augit auf. Die Structur des Gesteins ist hyalopilitisch bis panidiomorph körnig. Glasbasis konnte nicht aufgefunden werden, was sich eventuell durch den hohen Grad der Zersetzung dieser Gesteine erklären lässt. Die vorliegenden Melaphyre schliessen sich an den Weiselbergittypus (*Rosenbusch*) an.

Die mit jedem Handstück wechselnde Structur weist darauf hin, dass mannigfache Uebergänge sich finden, deren Natur nur durch genaue Localuntersuchungen festgestellt werden kann. Ein Vergleich der recht genauen Fundortsangaben der einzelnen von *Escher* gesammelten Stücke mit der topographischen Karte zeigt, dass mehrmals Gesteine beider Gruppen an ein und derselben Stelle vorkommen.

Anhang. Als erratische Blöcke sind im ganzen *Linthgebiet* Melaphyre sehr verbreitet. Ich fand bei *Engi* Varietäten, welche mit Gesteinen der ersten Gruppe genau übereinstimmen.

Die als Melaphyre bezeichneten Gesteine, welche zu beiden Seiten des *untern Zürichsee's* in den verschiedenen Moränen des alten Linthgletschers sich finden, sollen ebenfalls vom *Gandstock* in der *Kärpfstockgruppe* stammen¹⁾. Sie sind von bräunlich-violetter Farbe und enthalten Calcitadern, sowie zahlreiche, aus Calcit und chloritischen Substanzen bestehende Mandeln.

¹⁾ Vgl. *Wettstein*, Geologie von Zürich und Umgebung, pag. 15 u. f.

Der Habitus dieses erratischen Melaphyrs ist auffallend constant. Unter dem Mikroskop lassen sich Ueberreste von porphyrartigen Olivinen nachweisen. Als Zersetzungproduct derselben tritt neben Eisenoxydhydraten der oben bestimmte faserige Bastit auf.

Nur in einzelnen Fällen erkennt man im Dünnschliffe ausgeprägte porphyrische Structur, indem scharf begrenzte Feldspathleisten — meist nicht polysynthetische Zwillinge — als Einsprenglinge hervortreten; in der Regel aber besteht das Gestein hauptsächlich aus einem Gemenge wirr durcheinander liegender Oligoklasleisten in wechselnder Grösse. Zwischen denselben liegen, innig gemengt mit reichlichen Eisenhydroxyden, Aggregate von Augit- und Epidotkörnern, welche nach dem Aetzen des Schliffes hervortreten. Ausserdem finden sich winzige, lichtgrüne Fasern, die nach Pleochroismus und Auslöschungsschiefe als secundäre Hornblende gedeutet werden können.

Es ist bemerkenswerth, dass diese sämtlichen erratischen Melaphyre, welche ich in der Umgebung von *Zürich* sammelte, alle unter sich fast vollständig übereinstimmen, aber mit keinem der Escher'schen Stücke vom Anstehenden ganz identisch sind.

II.

Die Gesteine des Aarmassivs (östlicher Theil).

A. Gesteine aus den Zonen der nördlichen Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite.

1. Allgemeines.

Auf vereinzelte specielle Beschreibungen von Gesteinen, welche der nördlichen Zone krystalliner Gesteine des Aarmassivs (*Gn.* und *Sc.* der Karte) angehören, möchte ich hier verzichten, leider vermag ich auch nicht eine eingehende Gesamtdarstellung dieser Gesteinsarten zu geben. Im Gebiet von Blatt XIV treten dieselben ziemlich genau in der gleichen Entwicklung auf, wie in den westlichen Gegenden (Bl. XIII), von wo sie durch die Untersuchungen von *Baltzer* bekannt geworden sind. Einige Varietäten aus diesem Gebiete, sowie aus dem *Maderanerthale* wurden von mir mikroskopisch untersucht.¹⁾

Normale Gneisse finden sich zwischen *Silenen* und *Erstfeld*, denselben entsprechen auf dem Gebiete von Blatt XIII die Gneisse im Hintergrund des *Gornerenthales* und der *Kleinalp*. Die grosse Zahl der Gesteine der nördlichen Zone sind als «sericitführende Biotitgneisse, Sericitchloritgneisse, Sericitgneisse und Sericitschiefer» zu bezeichnen. — Derartige Gesteine besitzen alle nicht mehr ihre ursprüngliche Beschaffenheit, die Ursache ihrer Veränderung ist in erster Linie die Dynamometamorphose; sie können sich aus ächten Gneissen, aus Grauwacken und Thonschiefern und auch aus quarzporphyrartigen Gesteinen entwickelt haben.

Bei allen diesen Umwandlungen gehen mit mechanischer Zertrümmerung der Gemengtheile chemische Umsetzungen, Neubildung von Mineralien Hand in Hand. Bei der Metamorphose von Gneissen z. B. beobachtet man folgende Erscheinungen: Quarz wird in Lösung gebracht und scheidet sich wieder aus; an Stelle des Biotites tritt Chlorit, Muscovit und Epidot; die Feldspathsubstanz wird in feinfaserige Aggregate von Sericit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz umgewandelt; häufig

¹⁾ Vgl. Cit. 148, p. 31, 32, 38, 39, 40 und 164, ferner Cit. 135, p. 407.

beobachtet man neugebildete, krystallographisch begrenzte Individuen von Albit. Je stärker diese Umwandlungsphänomene in ihrer Gesamtheit sich entwickeln, um so schieferiger und feinkörniger werden die Gesteine, so dass in der That normaler, flaseriger Biotitgneiss das Anfangsglied, Sericitschiefer das Endglied einer geschlossenen Reihe darstellt.

Während also einerseits manche der in Rede stehenden Gesteine mit einiger Wahrscheinlichkeit als sericitische Facies normaler Gneisse aufgefasst werden können, ist anderseits, wie bereits erwähnt, nicht ausser Acht zu lassen, dass auch ursprünglich klastische Sedimente, wie Grauwacken und Thonschiefer, zu ganz analogen Producten umgebildet werden können, und in der That fehlt es nicht an Anhaltspunkten für die Annahme, dass in dem Complex der «nördlichen Gneisse» derartig umgebildete Sedimente weit verbreitet sind, indem Uebergänge in unverkennbare Conglomerate und Thonschiefer wohl zu finden sind. Eine Trennung des gneissartigen Verrucano (Vgn. der Karte) von derartigen, auf der Karte mit *Sc*, wohl auch mit *Gn* bezeichneten Gesteinen dürfte in der That recht oft schwer durchzuführen sein. (Vgl. Theil I, p. 98.)

Schliesslich muss betont werden, dass in stark gefalteten Gebieten schiefrige, sericitreiche Quarz-Feldspath-Gesteine von mehr oder weniger feinem Korn auch aus Granit- oder Quarzporphyren entstanden sein können. Solche «Porphyroide» sind mir vom Südadhang des *Maderanerthales* z. B.¹⁾ bekannt geworden (S. 415 und 434). Es wird die Aufgabe künftiger Untersuchungen sein, festzustellen, in wie weit diese sericitischen Gesteine der nördlichen Zone in genetisch verschiedene Unterabtheilungen gesondert werden können.

2. Amphiboliteinlagerungen.

Durch die ganze Länge des Aarmassivs, vom *Lötschenthal* bis in die *Val Frisal*, sind innerhalb der gneissartigen Gesteine langgestreckte Einlagerungen von Hornblendegesteinen entwickelt, welche in gewissen Zonen reichlicher sich einstellen. Vom Westabhang des Lötschenthales bis zum Finsteraarhorn bilden dieselben einen zusammenhängenden Zug, eingeklemmt zwischen Sericitschiefern und Protoginen. (Vergl. meine petrographischen Diagnosen in *Fellenberg*, diese Beiträge, Bd. XXI 1, p. 65 ff.) Weiter östlich, auf Gebiet von Blatt XIII, hat *Baltzer* ihre Verbreitung verfolgt. Neben selbständig auftretenden einzelnen Linsen, wie sie z. B. im *Triftgebiet* am *Thältistock* in typischer Entwicklung sich finden,²⁾ bilden die Hornblendegesteine einen zusammenhängenden, bis 1 km. breiten Streifen vom Haslithal bis ins Gornerenthal. Die mannigfach ausgebildeten Amphibolgesteine des *Maderanerthales* sollen die Fortsetzung dieses Zuges bilden. Die Maderanerthaler-Amphibolite ihrerseits setzen sich ebenfalls weiter nach Westen fort über die Sandalp an den Bifertenbach bis in den Limmernboden. Repräsentanten dieser Zone habe ich bereits früher beschrieben und begnüge mich hier mit dem Hinweis auf jene Mittheilungen.³⁾

¹⁾ Vgl. Cit. 135, p. 415 und 434.

²⁾ Petrographische Diagnose in Cit. 148, p. 172.

³⁾ Vgl. Cit. 135, p. 409—414.

Eine andere Zone von Hornblendegesteinen findet sich weiter südlich auf der Grenze zwischen sericitischen Schiefern und Protoginen in *Val Rusein und Val Cavardiras*. Die hier auftretenden Amphibolite (Vgl. Taf. I, Prof. Nr. 3 und 4) zeigen genau dieselben Structureigenthümlichkeiten wie diejenigen des Maderanerthales. Schiefrige und richtungslos körnige, feinkörnige und grobkörnige Varietäten treffen wir nebeneinander, hornblendearme und hornblendereiche Partien sondern sich in gewundenen Streifen, knollenförmig häuft sich oft die Hornblende an. — In den mikroskopisch untersuchten Proben erscheint die Hornblende in Form kurzer gedrungener Leisten. Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind häufig. Die Färbung ist licht (b und c = schmutzigbräunlichgrün, a = beinahe farblos). Der Feldspath ist in hohem Grade zersetzt, es scheint vorwiegend Orthoklas vorhanden zu sein. Vereinzelte Quarzkörner dürften secundären Ursprunges sein.

3. Porphyngerölle von der Röthi am Tödi.

Das interessanteste Porphyrvorkommen auf dem Gebiete von Blatt XIV ist dasjenige an den *Windgällen*. Eine eingehende Beschreibung desselben publicirte ich im neuen Jahrbuch für Mineralogie etc., Beil., Bd. IV (Vergl. ferner «Zur Geologie der Schweizeralpen», Cit. 150, p. 43). — Ich habe hier noch die petrographische Beschreibung eines dem rothen, grobkörnigen Windgällenporphyr nahestehenden Gesteines nachzuholen, welches *A. Heim* in den Schutthalden der *Röthi* am *Tödi* gefunden hat. (Vgl. Cit. 135, p. 439.) —

Das Gestein ist etwas schiefrig gequetscht, grobkörnig und von rothbrauner Farbe. Es besteht aus grossen, tafeligen, durch Eisenoxydhydrat getrübten Feldspathen, runden rissigen Quarzkörnern und schmutziggrünen Sericitfasern. Eine Grundmasse ist makroskopisch nicht wahrnehmbar. Im Dünnschliff erscheinen die Feldspathleisten beliebig gegeneinander orientirt und häufig in einzelne Stücke zerrissen. Es ist vorzugsweise Plagioklas vertreten. Sericitische Aggregate sind als Zersetzungsproduct des Feldspathes sehr verbreitet. (Vergl. Cit. 135, p. 417.) Quarz ist reichlich vorhanden, die ursprünglich einheitlichen Körner sind in zackig begrenzte Stücke zermalmt. Recht häufig lassen sich die Reste eines dunkeln Glimmers, welcher unter Ausscheidung opaker Eisenoxydhydrate in Muscovit umgewandelt ist, nachweisen. Auch unter dem Mikroskop lässt sich keine Grundmasse auffinden.

Obwohl das vorliegende Gestein kein Porphyr, sondern ein glimmerarmer, grobkörniger Granit ist, so steht es doch offenbar dem Windgällenporphyr sehr nahe und zwar den von mir als Typus I beschriebenen, rothen Mikrograniten, von denen es sich, ausser durch das Fehlen der Grundmasse, durch etwas grössern Quarzgehalt und das Auftreten von Biotit unterscheidet. Ich fasse dasselbe als eine granitische Facies des Windgällenporphyrs auf und glaube, dass auch innerhalb des Carbons am Nordabhang des Tödi, gleich wie an der Windgälle, Porphyre anstehend sich finden müssen.

B. Gesteine aus der Granitgneisszone.

1. Biotitprotogine.

Im Ostflügel des Aarmassivs vom Reussthal bis zum *Puntaiglasgletscher* und *Val Frisal* treffen wir eine im Westen circa 8, im Osten nur noch circa 2 km. breite Zone von meist bankförmig abgesonderten granitischen Gesteinen (*Pr. Gr. Sy.* der Karte). Die mit *Gr.* und *Pr.* bezeichneten Gesteine sind genetisch zu vereinigen, es sind selten normale, meist durch Gebirgsdruck veränderte Biotitgranite, während die mit der Signatur *Sy.* versehenen Gesteine analoge Hornblende-Biotitgranite sind. Infolge der eigenthümlichen dynamometamorphen Facies, in welcher alle diese Tiefengesteine auftreten, sind dieselben seit Alters mit besonderen Namen: Protogin, Alpengranit, Bankgranit, Granitgneiss etc. bezeichnet worden. Ich möchte dem ersten den Vorzug geben und bezeichne als Protogin¹⁾: Dynamometamorphe Granite, welche vorzugsweise in den alpinen Centralmassiven auftreten, meist in circa metermächtige Bänke abgetheilt sind, häufig eine an Gneisse erinnernde Parallelstructur besitzen und durch eine Reihe eigenthümlicher Mineralneubildungen charakterisirt sind. Weitaus vorherrschend sind Biotitgranite mit porphyrtartig hervortretenden weissen Feldspathkrystallen (Orthoklas und Mikroklin), während ein saussuritisch getrübler Plagioklas in Form kleinerer Körner vorhanden ist. Sehr reich an Glimmer sind die Protogine wohl nie. Der dunkel schwärzlichgrüne Biotit häuft sich charakteristisch fleckenartig an, er ist selten krystallographisch begrenzt und meist zu einzelnen Blättern und Schuppen auseinandergezogen. Spaltblättchen sind kaum mehr elastisch. Als ein besonders augenfälliges Kennzeichen, welches die Protogine von den normalen Graniten unterscheidet, wird von allen Autoren der zuckerkörnige Quarz erwähnt, welcher zu feinkörnigen Linsen und Schnüren, die zwischen den Feldspathindividuen sich hindurchwinden, angehäuft ist²⁾. In gleicher Weise den Habitus dieser Gesteine bedingend sind zusammenhängende gewundene Häute von graulichgrünem Sericit, sowie feinschuppige Aggregate eines lichtgrünlichen Muscovites. Eine Analyse desselben ist leider noch nicht vorhanden. In Beziehung auf seine physikalischen Eigenschaften zeigt er grosse Aehnlichkeit mit dem in den Adula-Gneissen herrschenden, von *Wülfig* analysirten Phengit (vgl. Cit. 138). Die Menge dieser Kaliglimmer ist grossen Schwankungen unterworfen, je schiefriger das Gestein ist, um so grössere Verbreitung erlangt der feinschuppige Muscovit oder die Sericitflaser. Gelegentlich sind in kleinen Körnern Granat, Eisenkies und Titanit makroskopisch zu erkennen.

Die mikroskopische Untersuchung einer grossen Reihe von verschiedenen Protoginvarietäten ermöglicht es, festzustellen, in wie weit Structur und mineralogischer

¹⁾ Vgl. *Jurine*, Journal des mines, XIX, 372.

²⁾ Vgl. *Leop. v. Buch*, in Leonhard, Mineralog. Taschenbuch, 1824, p. 393.

Bestand dieser Gesteine secundär sind; wir vermögen zu erkennen, welchen Verlauf die in den verschiedenen Varietäten ungleich weit vorgeschrittene Um- und Neubildung von Mineralien zu nehmen pflegt, und in der Weise gelangen wir dazu, uns eine bestimmte Vorstellung über die Natur des ursprünglichen Gesteines zu machen.

Indem ich auf die speziellen Diagnosen von Protoginen hinweise¹⁾, möchte ich hier nur hervorheben, dass unter dem Mikroskop die mechanische Deformation und stoffliche Umwandlung der Protogin-Mineralien hauptsächlich in folgenden Zügen sich zu erkennen gibt.

Die Feldspathindividuen sind häufig randlich in einzelne Stücke zertrümmert oder von klaffenden Sprüngen, auf welchen Quarz und Sericit sich ansiedelt, durchsetzt. Immer ist sowohl Orthoklas als Plagioklas, vorzüglich aber letzterer, durch Zersetzungsproducte getrübt, und häufig erscheinen beide vollständig aufgelöst in ein Aggregat von Sericitfasern, grössern Muscovitblättchen, Epidot- und Zoisitsäulchen, Quarzkörnern und Sillimanitfasern. In solchen Aggregaten ist theils die ursprüngliche Feldspathgestalt noch erhalten, theils sind sie zu Linsen ausgezogen.

Namentlich schön lässt sich nachweisen, wie die zuckerkörnigen weissen Quarzlinsen der Protogine durch Zertrümmerung aus normalem grobkörnigem Granitquarz entstanden sind. Die Anfangsstadien dieser Umwandlung bestehen darin, dass grosse einheitliche Körner rissig werden; die gegen einander gepressten Theilstücke zeigen optische Störungen, wie undulöse Auslöschung und verschwommene Streifensysteme, welche an polysynthetische Zwillingsbildung erinnern; annähernd isotrope Schnitte liefern das Interferenzbild zweiaxiger Krystalle. Die weitere Zertrümmerung beginnt immer am Rande der Körner, dabei werden die einzelnen Bruchstücke in ihrem Verbande lockerer und aneinander verschoben, löschen also nicht mehr gleichzeitig aus. Eine Potenzirung derselben Erscheinung ist die vollständige Auflösung der Quarzkörner in ein Mosaik optisch verschieden orientirter, winziger, meist zackig begrenzter Körner²⁾.

Der stark pleochroitische, mehr oder weniger deutlich zweiaxige Biotit sammelt sich an einzelnen Stellen der Dünnschliffe in Form wirr durcheinander liegender Blättchen und Schüppchen an. Die basalen Spaltrisse derselben erscheinen häufig wellig verbogen. Meist ist der dunkle Glimmer theilweise, häufig auch vollständig in Chlorit und Muscovit umgewandelt. Körner von Epidot, wohl auch Granatkryställchen, pflegen diese Zersetzungsproducte zu begleiten.

Wir erkennen deutlich, dass die Summe aller der Eigenthümlichkeiten, welche die Protogine als von normalen Graniten verschieden erscheinen lassen, zurückzuführen sind auf die Wirkung mechanischer Druckkräfte, denen das fertige Gestein unterworfen wurde.

¹⁾ Cit. 148, p. 79; ferner *Fellenberg* und *Schmidt*, Text zu Bl. XVIII, und Cit. 150, p. 19.

²⁾ *L. Duparc* beschreibt (*Arch. d. Sc. phys. et nat.*, tome XXV, Juin 1891, p. 655) Mont-Blanc-Protogine. Der als „quartz granulitique“ beschriebene und abgebildete feinkörnige Quarz wird als Product einer zweiten Quarzbildung (*deuxième poussée*) von dem grobkörnigen Quarz unterschieden. Ich habe nie die geringsten Anhaltspunkte für diese Annahme gefunden, im Gegentheil immer gesehen, wie der sog. granulitische Quarz durch Zertrümmerung aus dem grobkörnigen hervorgeht.

Granitporphyrische Varietäten in Protoginfacies, wie ich sie z. B. vom Thurberge, Bl. XVIII, beschrieben habe, sind mir aus unserem Gebiete nicht bekannt geworden.

In einigen Proben von Protogin aus dem *Ruseinthal* treten einzelne weisse Feldspäthe einsprenglingsartig hervor. Die kleineren Feldspäthe, meist Plagioklas, sind immer getrübt und namentlich in schiefrigen Varietäten oft vollständig in lichtgrünen, dichten Epidot umgewandelt. Der Quarz ist meist sehr feinkörnig. Der Glimmer bildet kleine, dunkelbraune Schüppchen, welche entweder regellos durch das Gestein verbreitet sind oder zu unter einander parallel gerichteten Fasern sich aggregiren. Gelegentlich sind Titanitkryställchen zu beobachten. Bei mikroskopischer Betrachtung lässt sich bei der Mehrzahl der Feldspäthe die für den Mikroklin charakteristische Gitterstreifung nachweisen, doch ist auch gewöhnlicher Orthoklas und Plagioklas vorhanden. Das hauptsächlichste Umwandlungsproduct des Feldspathes ist Epidot, welcher einerseits farblos ist und mit Zoisit untermischt feinkörnige Aggregate bildet, anderseits auch in Form grösserer, lebhaft zeisiggrün gefärbter Körner auftritt. Zwischen den stark zersetzten Feldspathindividuen erscheinen häufig langgestreckte, feinfaserige Aggregate von Muscovit. Die kleinen Biotitblättchen sind theils noch frisch, theils in Chlorit umgewandelt. Granatkrystalle treten accessorisch auf.

Bei einem aus *Val de Val* stammenden Handstück ist Druckschieferung sehr deutlich ausgeprägt. Grössere, weisse Feldspäthe sind beliebig zur Schieferung orientirt; der Quarz ist sehr feinkörnig und sammelt sich in dünnen Lagen an, die parallel der Schieferung verlaufen. In der Schieferungsebene liegen überall graulichgrüne, seidenglänzende Sericithäute, in welchen dunkle Biotitblättchen eingebettet sind.

Nach den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung ist neben Mikroklin der Orthoklas am meisten vertreten; im Allgemeinen ist die sericitische Umwandlung der überall stark deformirten Feldspäthe die vorherrschende. Der Sericit findet sich ausser als Pseudomorphosenbildung nach Feldspath in Form langer und schmaler Bänder auch innerhalb der feinkörnigen Quarzaggregate. Der Biotit ist in der Regel in Chlorit umgewandelt, wobei die Biotitindividuen in ein Haufwerk kleiner Chloritschüppchen zerfallen.

Im oberen Theil des *Val de Val*, auf dem Grat gegen die *Wichlenalp*, finden sich hornblendeführende, mehr gleichförmig ausgebildete Protogine, in welchen der Quarz glasglänzende rissige Körner bildet. Parallele Anordnung der Gemengtheile ist nicht zu beobachten, hingegen tritt brecciöse Mörtelstructur deutlich hervor. Die Feldspathindividuen — Mikroklin, Orthoklas und Plagioklas — sind mannigfach zertrümmert; als Zersetzungsproducte häufen sich Epidotkörner und graulichgrüne Zoisitsäulchen an. Hornblende und Biotit sind nur spärlich vorhanden, sie treten stets gemeinsam auf, häufig in gesetzmässiger Verwachsung. Die optischen Eigenschaften der Hornblende sind die der gemeinen, grünen Hornblende. Stets sind die Aggregate der beiden basischen Gemengtheile von spitzrhombschen Titanitkrystallen und Apatitkörnern begleitet.

2. Hornblendeprotogine.

Die hier zu einer Gruppe vereinigten Gesteine, Sy der Karte, gehören grösstentheils zu den Hornblendebiotitgraniten; Diorite sind in geringerer Menge vertreten. In ihrem geologischen Auftreten sind sie enge mit den normalen Protoginen verknüpft und zeigen, wie diese, die Eigenthümlichkeiten der Dynamometamorphose in mehr oder weniger hohem Grade ausgeprägt. Charakteristisch für die Hornblendeprotogine ist der geringe Quarzgehalt, während die basischen Gemengtheile in viel grösserer Menge auftreten, als in den gewöhnlichen Protoginen. Die Hornblende ist immer mit Biotit innig verbunden. Titanitkrystalle fehlen wohl niemals. Die für normale Protogine so charakteristischen Häute von grünem Glimmer und Sericitfasern beobachtet man selten, dagegen ist die Epidotisirung des Feldspathes sehr verbreitet.

Aus dieser Gesteinsgruppe liegen mir mehrere Proben vor vom *Piz Ner* und *Kehlstock*, westlich des Puntaiglas-Gletschers, in welchen bei gleichmässigem, mittlerem Korn die normale hypidiomorphkörnige Structur der Tiefengesteine noch recht gut erhalten ist. Wenn auch in den Handstücken eine schwach schiefrige Structur sich erkennen lässt, so sind doch die basischen Gemengtheile nach allen Richtungen orientirt. Der Biotit bildet meist sechsseitige Tafeln, die Hornblende compacte, dunkelgrüne 2—3 mm. lange Säulchen, der Feldspath trübe, unregelmässig begrenzte Körner. Quarzkörner lassen sich mit der Loupe erkennen. Braune oder honiggelbe Titanitkryställchen sind zahlreich vorhanden. Unter dem Mikroskop lassen sich Orthoklas und Plagioklas, meist gesetzmässig begrenzt, noch erkennen, obwohl die Umwandlung derselben in Sericit, Epidot und Zoisit in den meisten Fällen schon sehr weit vorgeschritten ist. Die Hornblende zeigt die optischen Eigenschaften der normalen, gemeinen Hornblende, Zwillinge nach (100) sind sehr verbreitet. Häufig ist die Umwandlung in eine lichtgefärbte, schiefrige Hornblende zu beobachten. Der Biotit ist meist noch recht frisch, oft sind die Blättchen wellig gebogen, wohl auch unter Beibehaltung der ursprünglichen Form in Muscovit umgewandelt. Der spärlich vorhandene Quarz bildet einheitliche, meist rissige, undulös auslöschende Körner, welche die eckigen Räume zwischen den Feldspathleisten ausfüllen. Ein charakteristischer accessorischer Gemengtheil ist der Titanit, dessen Körner und Krystalle sich meist in der Nähe der Hornblende- und Biotitaggregate einstellen. Er zeigt die typische gelbbraune Farbe und deutlichen Pleochroismus, indem lichtere und dunklere Nüancen derselben Farbe auftreten. Die regelmässig begrenzten Durchschnitte besitzen meist spitzrhombische Gestalt und lassen in der Regel prismatische Spaltbarkeit erkennen. Bei einem mehr tafelförmigen Durchschnitt treten ebenfalls unter stumpfen Winkeln (circa 132°) sich kreuzende, scharfe Spaltrisse nach dem Prisma deutlich hervor. Krystallographische Begrenzungslinien verlaufen diesen Spaltrissen parallel. Bemerkenswerth ist vor Allem ein System von Zwillingslamellen, welche der einen der beiden Spaltrichtungen parallel gehen ¹⁾. — Durch das ganze Gestein zer-

¹⁾ Vgl. Mügge. Ueber durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und (110). N. J. f. M. 1889, II, p. 98.

streut, vorzugsweise als Einschlüsse in den basischen Gemengtheilen finden sich lang-prismatische Kryställchen von Apatit und Zirkon.

Das Gestein des Piz Ner gehört zu denjenigen Hornblendebiotitgraniten, welche infolge geringen Quarz- und reichlichen Plagioklasgehaltes Dioriten sehr nahe stehen.

An die beschriebenen gleichkörnigen, mit Dioriten verwandten Granite grenzt gegen Süden der sogenannte Puntaiglasgranit, der sich von denselben durch grössern Quarzgehalt und porphyrtig hervortretende Feldspathkrystalle unterscheidet. In der meistverbreiteten Varietät sind die weissen 1—3 cm. langen Feldspäthe, meist Karlsbaderzwillinge, beliebig orientirt. Die übrigen Gemengtheile, kleine Feldspäthe, Quarz, sowie Hornblende und Glimmer bilden ein regellooses, gleichkörniges Gemenge. Hornblende und Glimmer, stets gemeinsam auftretend, umsäumen häufig die grossen Feldspäthe. Das ganze Gestein weicht in seiner Structur nur wenig von derjenigen normal ausgebildeter, porphyrtiger Amphibolbiotitgranite ab¹⁾.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die grossen Feldspäthe theils als Orthoklas mit eingewachsenen Plagioklaslamellen, theils als Mikroklin. Kleinere Leisten, durch Zersetzungsproducte (Epidot und Zoisit) vollständig getrübt, sind Plagioklas. Vereinzelt findet sich auch mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Feldspath, indem letzterer von wellig gebogenen Quarzleisten, die mit einander annähernd gleichzeitig auslöschten, durchwachsen ist. Der Quarz tritt in Haufwerken zackig begrenzter Körner auf. Den Hornblende- und Glimmeraggregaten sind immer kleine, meist spitzrhombische Titanitkryställchen beigelegt. Apatit ist ebenfalls ein sehr verbreiteter accessorischer Gemengtheil, namentlich häufig sind die kleinen Kryställchen dieses Mineralen als Einschlüsse in Hornblende und Glimmer zu beobachten. Magnetit- und Zirkonkryställchen sind spärlicher vorhanden.

Dem Puntaiglasgranit analoge Gesteine finden sich weiter westlich am *Piz Giuf* und *Piz Ner*, zwischen *Val Giuf* und *Etlithal*, ferner bei *Müllersmatt* im *Etlithal*. (Letzteres Vorkommen ist auf der Karte mit Sa bezeichnet.) Sowohl in Stücken mit grossen Feldspathkrystallen, als auch in solchen mit gleichmässigem Korn ist eine Druckschieferung sehr stark ausgeprägt, so dass die Gesteine oft gneissähnlichen Habitus erlangen. Titanitkryställchen sind auch hier stets vorhanden. Alle Erscheinungen der Kataklasstructur sind in diesen schiefrigen Gesteinen in prachtvollster Weise ausgeprägt. Der Feldspath ist theils Mikroklin, welcher häufig in einzelne Stücke zermalmt ist, theils fast vollständig saussuritisirter Plagioklas. Der Quarz tritt in feinkörnigen, bandförmigen Aggregaten auf. Der Biotit ist meist stärker ausgefasert und zersetzt, als die Hornblende, welche häufig noch ganz frisch und compact ist und nur hie und da in ihren randlichen Partien sich in schilfige Hornblende umgesetzt hat.

Bei grösserem Quarzgehalt und Zurücktreten der basischen Gemengtheile entstehen Uebergangstypen zu den gewöhnlichen Protoginen.

¹⁾ In meiner Arbeit über den Porphyr der Windgällen (Cit. 135, p. 440) sprach ich die Vermuthung aus, dass der Puntaiglasgranit ein Amphibolbiotitgneiss sei. Es ist diese Angabe zu berichtigen.

3. Granitische Ganggesteine.

In den gneissartigen, biotitreichen Gneissen sowohl als auch in den Amphibolbiotitgraniten des *Piz Giuf* und *Piz Ner* finden sich schmale, mannigfach sich verzweigende Gänge von glimmerarmen, feinkörnigen, granitartigen Gesteinen. Das Ganggestein ist vom Nebengestein immer recht scharf abgetrennt, und zwar ist die Wandung des Ganges geneigt zur Schieferungsebene des Gneisses.

Es liegen mir zwei Proben solcher Gesteine aus *Val de Val* vor. Die eine derselben stellt ein feinkörniges Gemenge von unregelmässig begrenzten Quarz- und Feldspathkörnern dar. Letzterer zeigt unter dem Mikroskop in den meisten Fällen Zwillingstreifung, gelegentlich tritt auch mikroklinartige Gitterstreifung auf. Unregelmässig zerstreute Flecken von Eisenoxydhydrat sind wohl als Zersetzungsproduct von Biotit aufzufassen. Kleine Schüppchen eines grünlichen Muscovites sind vereinzelt im Dünnschliff zu erkennen. Epidot tritt in kleinen gelblich-grünen Körnern auf, Zirkonmikrolithe finden sich als Einschlüsse in Quarz und Feldspath.

Ein zweites Handstück ist etwas grobkörniger, glimmerreicher und zeigt Parallelstructur in der Richtung der Ganggrenzen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die grössern der durch Zersetzungsproducte getrübten Feldspäthe als Orthoklas, die kleinern als Mikroklin und Plagioklas. Der Quarz bildet Aggregate kleiner, rundlicher Körner, die wohl in primärer Gestalt vorliegen. Der in kleinen Fetzen auftretende Biotit ist meist in Chlorit und Eisenoxydhydrate umgewandelt. Epidotkörnchen trifft man hier ebenfalls in grosser Zahl.

Nach dem vorliegenden Befunde dürften diese Ganggesteine wohl als eruptiv zu betrachten sein, je nach dem Gehalt an Glimmer wären sie als Ganggranit oder speciell als Aplit zu bezeichnen.

C. Gesteine aus dem Muldenzug des Tavetsch.

An die centrale Protoginzone grenzt gegen Süden eine nicht sehr breite Zone von Gneissen, die fast durchweg als Granitgneisse zu bezeichnen sind. Auf dieselben folgt dann die Muldenzone des Tavetsch als östliche Fortsetzung der Urserenmulde.

Die in der Tavetschermulde vorherrschenden Gesteine sind sericitische Schiefer, welchen ein Zug carbonischer Schiefer eingelagert ist und welche in der Gegend von Truns an gneissartigen Verrucano angrenzen. Eine scharfe Trennung der auf der Karte mit Sc und Vgn bezeichneten Gesteine ist zur Zeit noch nicht durchführbar.

Als stock- und linsenförmige Einlagerungen in den Schiefen finden sich Amphibolite und feinkörnige Diorite.

1. Die sericitischen Schiefer.

Die Sericitgneisse und Sericitschiefer¹⁾ zwischen Aar- und Gotthardmassiv erstrecken sich von der *Oberalp* bis nach *Truns* hinunter, hauptsächlich den Südabhang des Thales einnehmend, eine 2—5 km. breite Zone bildend. Es sind diese Gesteine wohl identisch mit den entsprechenden Gebilden auf der Nordseite des Aarmassivs (vgl. oben p. 116 etc.), doch ist hervorzuheben, dass hier normal ausgebildete Gneisse, entsprechend dem Erstfeldergneiss, noch viel seltener sind.

Es wurden hauptsächlich einige Typen der längs der *Lulmanierstrasse* von *Disentis* bis *Curaglia* prachtvoll aufgeschlossenen Schiefer mikroskopisch geprüft. Die Gesteine sind von graulichgrüner Farbe. Sericit in dichten Lagen ist der charakteristische Gemengtheil; je nach dem mehr oder weniger reichlichen Vorhandensein desselben sind Sericitgneisse oder Sericitschiefer entwickelt. In dem dichten Grundgemenge können makroskopisch einzelne Mineralien, mit Ausnahme weniger Quarzkörner und Muscovitschüppchen, nicht erkannt werden. Die Anwesenheit von Carbonaten lässt sich mit Hülfe von Salzsäure constatiren.

Im Dünnschliff bildet bei all' diesen Gesteinen der Sericit feinschuppige, langgestreckte Fasern, untermischt mit grössern Muscovitblättchen und chloritischen Substanzen, welche an einzelnen Stellen sich anhäufen. Gelegentlich erkennt man inmitten des Sericites noch Ueberreste von Feldspath, anscheinend Orthoklas. Nicht selten sind neugebildete Albite. Linsenförmige, langgestreckte Aggregate kleiner, zackig begrenzter Quarzkörner laufen parallel mit den Sericitfasern. Zahlreich sind Calcitkörner und opake Erze in feiner Vertheilung vorhanden.

Genau dieselben sericitischen Gesteine wie in der *Medelerschlucht* finden sich in *Val Somvix*. Ein aus der Nähe von *Clavadias* stammendes Gestein ist dünnschiefrig, feinkörnig und von graubrauner Farbe. Die ursprünglichen Gemengtheile dieses Sericitgneisses sind Quarz, Feldspath, meist Plagioklas und Biotit. Der Feldspath ist stark zersetzt und mechanisch deformirt; der Quarz sammelt sich zu langgestreckten, feinkörnigen Aggregaten an. Die Glimmermineralien bilden wellig gebogene Fasern. Der ursprüngliche Biotit ist nur noch selten vorhanden und bildet meist unregelmässig gelagerte kleine Blättchen; grössere Muscovit- und Chloritblättchen, sowie reichlich sich verbreitende Eisenoxydhydrate sind die Umwandlungsproducte des Magnesiaglimmers. Carbonate enthält das Gestein in grosser Menge.

An die Beschreibung der Sericitphyllitzone möge sich die kurze Besprechung eines Gesteins anschliessen, das dem gneissartigen Verrucano zugerechnet wird. Es ist dies das schiefrig flaserige Hauptgestein des *Zafragiatobels*.

Quarz und Feldspath, ersterer besonders reichlich, häufen sich in demselben knollenförmig an einzelnen Stellen an und sind ausserdem als Körner regellos durch das

¹⁾ In ganz analoger geologischer Stellung finden sich auch im obern Rhonethal in grosser Verbreitung sericitische Gesteine zwischen diesen beiden Massiven. (Vgl. *Fellenberg* und *Schmidt*, Text zu Blatt XVIII, Bd. XXI dieser Beiträge.)

ganze Gestein verbreitet. Sie werden umhüllt von einem lichtgrünen, seidenglänzenden, feinschuppigen Glimmer. Unter dem Mikroskop erscheint der Quarz in Form grösserer, corrodierter, zackiger Körner, die von staubförmigen Interpositionen erfüllt sind und immer undulöse Auslöschung zeigen; ferner bildet er feinkörnige Aggregate, welche durch das ganze Gestein sich verbreiten. Der Feldspath, meist Orthoklas, ist stark zersetzt, die Umrisse der Körner sind nicht mehr scharf.

Die Schüppchen des glimmerartigen Minerals erscheinen lichtgrün bis farblos, die intensiver gefärbten sind schwach pleochroitisch. Lebhaftere Interferenzfarben und grosser Axenwinkel lassen auf grünlichen Muscovit schliessen. Accessorische Gemengtheile sind Rutil, Zirkon und Carbonate, letztere in Form kleiner, theilweise braun gefärbter, rhomboedrischer Kryställchen.

2. Amphibolite und Diorite.

Hornblendereiche Gesteine finden sich im Gebiete der Tavetschermulde an ihrem Nordrande, auf der *Alp Puntaiglas* und an der *Ruseinbrücke* unterhalb *Disentis*, ferner innerhalb der Sericitschiefer der *Medelerschlucht*.

a. *Alp Puntaiglas* (vgl. Taf. I, Prof. 5). Die auf der Karte im *Val Puntaiglas* als Diorit und Hornblendeschiefer bezeichneten Gesteine sind von gleichmässig mittlerem Korn und bestehen aus dunkler Hornblende und saussuritartigem Feldspath. Druckschieferung ist meist deutlich wahrnehmbar.

In Dünnschliffen von weniger gepressten Proben tritt die Hornblende in Form von Körnern, seltener mit krystallographischer Begrenzung auf, während der Feldspath idiomorphe, breittafelige, in allen Richtungen sich kreuzende Durchschnitte liefert, welche alle als polysynthetische Zwillinge sich erweisen. Die Lamellen sind in der Regel breit, die Auslöschungsschiefe ist bedeutend; es scheint also ein basischer Plagioklas vorzuliegen. Die Hornblende ist licht grasgrün gefärbt und sehr schwach pleochroitisch, häufig sind die Individuen von einem schmalen, intensiv saftgrünen Saum umgeben. Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich dieselben meist als nicht mehr einheitlich, sie bestehen aus einem Aggregat feiner, meist schief auslöschender Fasern, welche der Längserstreckung der Durchschnitte ungefähr parallel angeordnet sind. Es liegt offenbar eine Paramorphose von faseriger, asbestartiger Hornblende nach gemeiner compacter Hornblende vor. Magnetitkörner sind die einzigen accessorischen Gemengtheile.

Das beschriebene Gestein ist offenbar ein eruptiver Hornblende-Gabbro, und zwar gelangte der Plagioklas vor oder gleichzeitig mit der Hornblende zur Krystallisation, woraus eine Structur resultirt, welche für Gabbro charakteristisch ist. (Vgl. Photographie Nr. 1.)

In den Varietäten mit gneissartiger Schieferstructur bildet der saussuritisirte Feldspath einen zusammenhängenden Untergrund, in welchem die Hornblende in Form von unter sich parallel liegenden Fasern eingestreut ist. Unter dem Mikroskop ist die ursprüng-

liche Leistenform der Plagioklasse kaum mehr zu erkennen, an Stelle dieses Minerals sind dichtgedrängte Körner von Epidot, Zoisitsäulchen und Muscovitschüppchen getreten. Die lichtgrüne Hornblende tritt hier ebenfalls als feinfaserige Aggregate auf, welche alle nach derselben Richtung in die Länge gezogen sind. Secundäre Quarzkörner stellen sich zahlreich ein.

Blöcke von feinkörnigen, massigen Glimmerdioriten finden sich auf der linken Seite des *Puntaiglasgletschers*, unterhalb des *Piz Puntaiglas* (3196 der Karte).

b. Ruseinbrücke. Längs der Landstrasse von der Lumpegnia- bis zur Ruseinbrücke ist ein massiges, unregelmässig zerklüftetes Gestein sehr schön entblösst. Helle, feldspathreiche, mittelkörnige bis dichte Varietäten wechseln anscheinend regellos ab mit dichten, dunkelgrünen Abarten. Etwas grobkörnigere, hornblendeführende Gesteine sind selten. Unter den zu einer geologischen Einheit verbundenen Gesteinsvarietäten lassen sich nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung etwa drei verschiedene Typen unterscheiden, die zum Theil unvermittelt neben einander auftreten.

Typus I. Grünliche, tafelige Feldspathkrystalle von 2—3 mm. Länge liegen beliebig orientirt eingebettet in einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und schwärzlichen Glimmerschüppchen mit Sericit. Der Feldspath ist saussüritisirter Plagioklas und liefert im Dünnschliff rectanguläre Durchschnitte. Zwischen denselben winden sich feinkörnige Quarzaggregate hindurch, und an gewissen Stellen häuft sich der schuppige, verworren faserige Glimmer (Biotit) an. Selten ist derselbe frisch und stark pleochroitisch (fast farblos und schmutzig braungrün). Unter den Zersetzungsproducten desselben tritt Chlorit gegen Muscovit zurück; daneben bilden sich reichlich Epidot und Eisenoxydhydrate. Accessorisch sind Titanitkrystalle, häufig als polysynthetische Zwillinge, vorhanden.

Typus II. Zu einem zweiten Typus lassen sich Gesteine vereinigen, welche lichter gefärbt und feinkörniger sind. Der basische Gemengtheil bildet grünliche Flecken, welche in einigen Proben alle nach derselben Richtung in die Länge gezogen sind. Unter dem Mikroskop macht sich vor Allem der grosse Quarzreichtum bemerkbar. Die Plagioklasindividuen sind bedeutend kleiner als bei Typus I. Der Biotit ist durchweg in Chlorit und Epidot umgewandelt. Unter den accessorischen Mineralien nehmen Erze, Pyrit und Magnetit mit Leukoxenrand die erste Stelle ein. Sehr deutlich ist in allen Varietäten Kataklasstructur ausgeprägt.

Typus III. Von den beiden ersten Typen scharf getrennt sind hornblendeführende, dunkelgrün gefärbte, meist dichte Gesteine, bei welchen schiefrige Structur selten vorhanden ist. Die nur mikroskopisch erkennbaren Bestandtheile sind Feldspath und Hornblende, bemerkenswerth ist das Fehlen des Quarzes. Der Feldspath bildet wasserklare Körner, die Zoisit und Epidot einschliessen. Zwillingsstreifung ist nicht selten wahrnehmbar. Die Hornblendesäulchen liegen im Dünnschliff regellos durcheinander und zeigen die für Strahlstein charakteristischen Eigenschaften. (Pleochroismus: ϵ = blaugrün, η = schmutzig gelbgrün, α = licht grüngelb.) Magnetit mit Leukoxenrand, Pyrit, Titanitkrystalle, sowie Apatit in rundlichen Körnern treten accessorisch auf. An

diesen Typus anzureihen ist ein bei der *Lumpegniabrücke* anstehendes, schiefriges, grau gefärbtes Gestein. Der etwas spärlicher vorhandene Strahlstein ist noch frisch, der Feldspath hingegen vollständig in ein parallelfaseriges Aggregat von Sericit, Epidot und Zoisit umgewandelt. Linsen und Schnüre kleiner, rundlicher Quarzkörner, sowie Calcit sind wohl secundär.

Nach dem geologischen und mineralogischen Befunde erscheint die Annahme, dass hier ein durch Gebirgsdruck zum Theil stark verändertes Eruptivgestein der Dioritgruppe vorliegt, nicht unberechtigt. In der That lassen sich die bei dynamometamorphen Dioriten gewöhnlich auftretenden Strukturveränderungen und Mineralneubildungen überall nachweisen. Der mannigfache Wechsel im Gestein liesse sich durch Schlierenbildung erklären.

Als ebenfalls von der *Ruseinbrücke* stammend wurden mir von Professor Heim Stücke einer Gesteinsart übergeben, welche den unter Typus III beschriebenen, dunkelgrünen, dichten Varietäten makroskopisch sehr ähnlich sieht, nach dem mikroskopischen Befunde aber sich als durchaus verschieden erweist. Die Hauptmasse des Gesteins wird von Feldspath und Quarz gebildet, welche beide in kleinen, meist rundlichen Körnern auftreten. Der Feldspath ist stark zersetzt und zeigt gelegentlich Zwillingstreifung. Als basischer Gemengtheil findet sich Chlorit in feinen Fasern, welche mit ihrer Längserstreckung unter einander parallel liegen. Calcit ist in grosser Menge vorhanden, und zwar sammelt sich derselbe meist in der Nähe der Chloritfasern an. Magnetit und Pyritkörner sind durch das ganze Gestein verstreut.

Das vorliegende Gestein, welches ich selbst leider nicht auffinden konnte, ist offenbar von den Dioriten zu trennen, es erinnert nach Structur und Zusammensetzung an krystalline Grauwacken und dürfte sich an der Grenze von Diorit gegen Verrucano oder als Einschluss in ersterem finden.

Das auf der Karte mit Sv (grüne Schiefer) bezeichnete, unter *Dorf Somvix* am Rhein auftretende Gestein gehört offenbar zu derselben Gruppe wie dasjenige von der Ruseinbrücke. Es ist dunkelgrün gefärbt, feinkörnig und etwas schiefrig. Auf dem Querbruch erkennt man einzelne Feldspathkörner in chloritischer Masse eingebettet. Der Feldspath ist ausschliesslich Plagioklas und bildet im Dünnschliff breite rectanguläre Querschnitte, die nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind. Zerbrochene und zermalmte Individuen sind häufig. Der basische Gemengtheil ist stark pleochroitischer Chlorit. Er umzieht in lebhaft grünen, blätterigen Aggregaten die Feldspathleisten, so dass er im Schliff als ein weitmaschiges Gewebe auftritt. Die einzelnen Lamellen sind wellig ineinander verflochten. Mit dem Chlorit vergesellschaftet tritt reichlich Epidot auf, gleichmässig verbreitet findet sich Magnetit mit Leukoxenrand.

Das Gestein kann als eine Plagioklasbreccie bezeichnet werden, bei welcher die Räume zwischen den Plagioklascomplexen durch continuirliche Bänder von Chloritfasern ausgefüllt sind, so dass eine Art secundärer Ocellarstructur entsteht. Es ist wahrscheinlich, dass das Gestein von Somvix ebenfalls ein dynamometamorpher Diorit ist.

c. *Medel'serschlucht*. Innerhalb der steilstehenden Sericitgneisse zwischen *Disentis* und *Curaglia* trifft man längs der Lukmanierstrasse auf mehrere Züge von Amphiboliten und Topfsteinen. Wie an andern Orten lässt sich auch hier die Entstehung der Topfsteine aus Strahlsteinschiefern nachweisen ¹⁾. Die auf der Karte als «Diorit» bezeichneten Gesteine sind in Beziehung auf Structur und mineralogische Zusammensetzung sehr wechselnd, indem dünnstiefrige, hornblendereiche einerseits und richtungslos körnige, feldspathreiche Gesteine anderseits neben einander auftreten. In beiden Varietäten zeigen die Hornblendeindividuen unter dem Mikroskop unregelmässige Begrenzung und stehen in Beziehung auf ihre optischen Eigenschaften der gemeinen Hornblende näher als dem Strahlstein. Zersetzung in farblose, feinfaserige Aggregate (Asbest) ist häufig zu beobachten.

Die schiefrigen, hornblendereichen Gesteine lassen im Dünnschliff neben der Hornblende vereinzelt braune Biotitschüppchen erkennen. Züge von stengeligem Zoisit verlaufen den Hornblendeleisten parallel. Der Feldspath, vollständig in Sericit umgewandelt, bildet einen zusammenhängenden Untergrund. Quarz fehlt. Apatitkrystalle und Titanitkörner sind in grosser Zahl vorhanden.

In den körnigen Varietäten war neben der Hornblende reichlich ein dunkler Glimmer vorhanden. Derselbe ist aber durchweg unter Ausscheidung opaker Körner und Titanmineralien in lichtgrünen Chlorit und Epidot umgewandelt. Die Feldspathdurchschnitte sind häufig kurz leistenförmig und lassen gelegentlich noch Zwillingsstreifung erkennen. Quarz bildet in feinkörnigen Aggregaten einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteines. Reichlich vorhanden sind auch hier Titanitkörner, wohl grösstentheils aus Titaneisen entstanden.

In seinem Gesamthabitus zeigt das Gestein unverkennbar gewisse Aehnlichkeit mit massigen Dioriten.

In Betreff der Genesis aller der erwähnten Amphibolgesteine des Aarmassivs und der Mulde von Tavetsch lassen sich noch keine ganz bestimmten Angaben machen. Die verschiedenartig zusammengesetzten und struirten Gesteine bilden wohl eine geologisch einheitliche Gruppe, ferner ist es wohl unzweifelhaft, dass manche Typen durch Dynamometamorphose aus eruptiven Dioriten entstanden sind.

Die Art des geologischen Auftretens aller dieser Gesteine, die innige Verbindung von schiefrigen Abarten (Strahlsteinschiefer, Topfsteine) mit körnig flaserigen, wohl auch richtungslos körnigen Varietäten ist analog demjenigen der sogenannten Flaser-gabbro des sächsischen Granulitgebirges und des österreichischen Waldviertels, wo Gabbrogesteine und mannigfach ausgebildete Amphibolite, durch allmälige Uebergänge mit einander verknüpft, geologisch einheitliche Gebilde darstellen. Diablas ist zwar in unsern alpinen Gesteinen dieser Gruppe meines Wissens noch nie beobachtet worden, olivinreiche Gesteine fand ich im Maderanerthal, ferner erwähnt Stapff (Cit. Nr. 88, p. 32) dasselbe Mineral in einem Amphibolit des Gotthard.

¹⁾ Cit. 135, p. 413.

3. Carbonische Schiefer von Curaglia.

In den von *Truns* an aufwärts auf der Südseite des Rheinthaales herrschenden Sericitschiefern ist ein langgestreckter Zug von Gesteinen eingelagert, welche auf der Karte mit *V*, *Vgn* und *H* bezeichnet sind. (Vgl. Profil 2, 3 und 4.) Die der Carbonformation zugerechneten Gesteine sind in prachtvollem Querprofil längs der Strasse direct unter *Curaglia* im *Val Medels* aufgeschlossen. Sie bilden hier einen circa 15 m. mächtigen Complex steil aufgerichteter, nach Süden einfallender Schichten, welche durch stark entwickelte Rauchwacke von den südlich im Bachtobel von *Soliva* anstehenden jurassischen Schiefern getrennt sind. Nördlich an die Rauchwacke sich anschliessend finden wir nun also folgende Schichten:

- 1) Violette, stark gefältelte Kalksericitschiefer 5 m.
- 2) Licht grünlichgraue Ottrelithschiefer 1 1/2 m.
- 3) Schwarze kohlige Ottrelithschiefer 1 1/2 m.
- 4) Licht grünlichgraue Ottrelithschiefer 5 m.
- 5) Schwarze Schiefer und Quarzite 2 m.

a. Die Kalksericitschiefer setzen sich aus abwechselnden, 3—5 mm. dicken Lagen von röthlichem Marmor und dunkelviolettem Sericitschiefer zusammen. Die Lagen sind sehr stark gefältelt und transversal geschiefert; die Schieferungsflächen werden von dünnen, seidenglänzenden Sericithäuten bekleidet. Nach mikroskopischer Untersuchung bestehen die Marmorlagen aus feinkörnigem Calcit, dessen Masse durchzogen wird von unter sich parallelen Schnüren, die aus grössern Calcit- und Quarzkörnern bestehen. Die Schiefermasse, meist durch eine dünne Lage von Quarzkörnern vom Marmor getrennt, setzt sich aus Sericitschüppchen und feinern Quarzkörnern zusammen, denen in grosser Menge Körner von Magnetit beigemengt sind.

b. Die Hauptmasse der grünlichgrauen Ottrelithschiefer ist seidenglänzender Paragonit. Vereinzelt finden sich meist in Brauneisen umgewandelte Pyritwürfel eingesprengt. Die Ottrelithe sind von wechselnder Grösse, sie erscheinen in den einen Gesteinsstücken nur als winzige Pünktchen, in andern treten sie in Form rundlicher, circa 1 mm. grosser Täfelchen von dunkelgrüner Farbe deutlich hervor. Die Blättchen sind gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet und beliebig zur Schieferungsebene orientirt.

Basale Durchschnitte zeigen unter dem Mikroskop unregelmässige Begrenzung und lassen undeutliche Spaltrisse erkennen. Der Pleochroismus auf den basalen Blättchen ist deutlich (blaugrün und indigoblau). Der Axenwinkel ist sehr gross, doch ist häufig der Austritt beider Axen zu beobachten. Leistenförmige, zu o P geneigte Durchschnitte sind sehr stark pleochroitisch, das parallel der Längsausdehnung schwingende Licht erscheint pflaumen- bis indigoblau, das senkrecht dazu schwingende blass gelbgrün. Die meisten Leisten erweisen sich als polysynthetische Zwillinge, die Winkel der Auslöschungen in den mit der Basis sich berührenden Individuen betragen 30—40°. Sanduhrähnliche Durchkreuzungszwillinge sind ebenfalls häufig, ferner beobachtet man recht oft knäuelartig sich durchwachsende Leisten. Namentlich in ihren meridianen Partien sind die Ottrelith-

blättchen von einer grossen Menge verschiedenartiger Interpositionen erfüllt. Das sericitartige Mineral, welches in dichtem Gemenge die Grundmasse bildet, erwies sich nach mikrochemischer Prüfung als Paragonit. An einzelnen grössern Blättchen konnte ein grosser Axenwinkel konstatirt werden. Der Paragonit ist durchweg erfüllt von einem dichten Gewebe von Rutilmikrolithen. Vereinzelt treten lang säulenförmige, parallel auslöschende Krystalle auf, die infolge ihres hohen Brechungsexponenten und der geringen Doppelbrechung als Zoisit bestimmt wurden. Calcitkörner, sowie Zirkon- und Turmalinkryställchen sind als accessorische Gemengtheile zu erwähnen.

c. Auf den glänzenden Schieferungsflächen der kohligen Schiefer bemerkt man dicht gedrängte, undeutlich hervortretende Punkte, welche, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, von Ottrelithen gebildet werden, die mit kohligen Partikeln erfüllt sind. Die einzelnen Individuen sind gewöhnlich von einem schmalen farblosen Saum, bestehend aus Quarz und amorpher Kieselsäure, umgeben. — Um die Zusammensetzung der mit kohliger Substanz ganz erfüllten Grundmasse studiren zu können, wurde ein Dünnschliff mit concentrirter Salzsäure behandelt und geglüht. Die Ottrelithe wurden hierbei braun gefärbt und die Grundmasse von den kohligen Partikeln vollständig befreit. Nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung stimmt letztere mit derjenigen der grünlichgrauen Ottrelithschiefer genau überein; auch hier sind die Paragonitblättchen überaus reich an Rutilmikrolithen; Zoisit und Turmalin liessen sich ebenfalls im Gestein nachweisen. Die kohlige Substanz dieser Schiefer kann als Graphitoid bezeichnet werden ¹⁾.

Die hier beschriebenen Schiefer sind von besonderem Interesse, weil in denselben zum ersten Male innerhalb der Schweizeralpen der Ottrelith in typischer Ausbildung genau so, wie in den bekannten Schiefern der Ardennen, nachgewiesen werden konnte.

D. Krystalline Schiefer von Vättis.

Westlich hinter dem Dorfe Vättis, am Eingang in's Calfeuserthal, sammelte ich Proben der im Liegenden von Röthidolomit steilstehenden krystallinen Schiefer, welche als die östlichste zu Tage tretende Fortsetzung des zur Tiefe gesunkenen Aarmassives gedeutet werden müssen (vgl. Taf. II, Prof. 15). Das Gestein ist ein dünnplattiger, quarzreicher Sericitschiefer von gelblichbrauner Farbe. Die mikroskopische Untersuchung lässt die hochgradige Umwandlung desselben erkennen; der Schiefer ist eine vollständige Mikrobreccie. Die Quarzkörner sind entweder ganz zermalmt oder in einzelne Stücke zerbrochen, die durch Zersetzungsproducte vollständig getrüben Feldspath-individuen wurden ebenfalls zerstückelt. Zwischen den Quarz- und Feldspathsplittern winden sich Sericitschnüre; die Spaltbarkeit der Blättchen verläuft immer an-

¹⁾ Vgl. A. Sauer. Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) etc. Z. d. g. G. 1885, p. 441.

nähernd parallel dem Durchmesser der Klüfte. Der ursprünglich in nicht sehr grosser Menge vorhandene Biotit ist vollständig in Eisenoxydhydrate aufgelöst. Charakteristisch ist das reichliche Auftreten von intensiv braungefärbten Carbonaten, welche in Form scharf begrenzter Kryställchen, dicht gedrängt, zu Häufchen sich anordnen. Accessorisch finden sich Zirkonkryställchen.

III.

Die Gesteine des Gotthardmassivs (östlicher Theil).

A. Granitische Gesteine.

Die Gesteine, welche im *Medelser- und Cristallinathal* auftreten und auf der Karte mit der Signatur *Pr* (Granitgneiss-Protogin) und *Gn C* (Cristallinagneiss) versehen sind, erweisen sich nach den vorliegenden Proben sämtlich als dynamometamorphe Granite. Während die Protogine porphyrtartig hervortretende Feldspäthe enthalten, besitzen die als Cristallinagneiss bezeichneten Gesteine meist ein gleichmässig mittleres Korn.

1. Protogine¹⁾.

Der vor Allem in die Augen fallende Gemengtheil der vorliegenden Protogine ist Feldspath, in grossen, weissen, tafelförmigen Krystallen. Die Durchschnitte derselben werden bis 2 cm. lang und 1½ cm. breit, sie lassen makroskopisch auf Orthoklas-Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz schliessen; daneben treten kleinere, unregelmässig begrenzte, schmutziggraugrüne Körner auf, die als Plagioklas gedeutet werden können. Der Quarz bildet theils blaugraue grosse, rissige Körner, theils weisse, feinkörnige Linsen. Die grössern Körner sind häufig von einer Zone zuckerkörnigen Quarzes umgeben. Der vorherrschende Glimmer ist ein dunkler, schwärzlichgrüner Biotit, dessen Blättchen kaum noch elastisch biegsam sind. Er sammelt sich vollkommen regellos an einzelnen Stellen des Gesteins zu blätterigen Aggregaten an. Neben dem dunkeln Glimmer ist in grösserer oder geringerer Menge ein lichtgrünlicher, seidenglänzender Glimmer vorhanden, welcher in feinschuppigen Häuten die übrigen Gemengtheile überzieht. Eine gewisse Druckschieferung lässt sich in allen Proben erkennen; je mehr dieselbe zum Ausdruck gelangt, um so verbreiteter wird der zuckerkörnige Quarz, um so grössere Ausdehnung erlangen die Häute des sericitischen Glimmers.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die grossen Feldspäthe selten normaler Orthoklas sind; einerseits gehören sie zum Mikroklin — Spaltungsstücke lieferten Spaltwinkel von 90° 18', Schiffe nach oP zeigen die Gitterstructur, infolge

¹⁾ Vgl. *Grubenmann*. Cit. Nr. 152.

gleichzeitiger Zwillingsbildung nach Albit- und Periclin-Gesetz —, anderseits stellen sie feinlamellare Verwachsungen von Orthoklas mit Albit dar. Die kleinern Plagioklas-individuen sind in der Regel viel stärker zersetzt, als die besprochenen grossen Feldspäthe; sie sind meist in ein feinkörniges Aggregat von Epidot und Zoisit umgewandelt.

Der Biotit zeigt in frischem Zustande sehr starken Pleochroismus (dunkel schwärzlichbraun, seltener braungrün parallel den Spaltrissen, licht strohgelb senkrecht dazu). Der Axenwinkel ist sehr klein. Die Blättchen sind ausgefasert, verbogen und geknickt. Bei der Zersetzung bilden sich schwarze Eisenoxydhydrate, gelegentlich auch Chlorit und Muscovit. Offenbar ein Umbildungsproduct, vorzugsweise aus dem Kalifeldspath, theilweise auch aus dem Biotit entstanden, ist der lichtgrüne Glimmer. Unter dem Mikroskop zeigt er die Eigenschaften eines feinblättrigen Muscovites. Grössere Individuen treten gelegentlich in den randlichen Partien der feinblättrigen Aggregate auf. Der Quarz ist arm an Flüssigkeitseinschlüssen, die ursprünglich einheitlichen Körner liegen in den verschiedensten Stadien der Zertrümmerung vor; undulöse Auslöschung, Streifensysteme sind überall zu beobachten. Apatit und Zirkon sind als accessorische Gemengtheile sehr spärlich vorhanden. Irgendwelche bedeutsame Unterschiede der Gotthardprotogine und derjenigen des Aarmassivs sind nicht aufzufinden.

2. Cristallinagranit (*C Gn* der Karte).

Eine der vorliegenden Proben aus *Val Cristallina* ist ein mittelkörniger Biotitgranit, bei welchem eine secundäre Druckschieferung in ihren ersten Stadien sich bemerkbar macht.

Der Feldspath ist jedenfalls der am meisten veränderte Gemengtheil, die Umgrenzung der einzelnen Individuen ist vollständig verwischt. Nach der bläulichen Farbe der dichten Partien scheint Plagioklas, resp. Saussurit vorzuliegen. Der Quarz tritt in Form rundlicher, rissiger Körner auf. Der Biotit ist gleichmässig durch das Gestein vertheilt und bildet einerseits dicke sechsseitige Krystalle, welche beliebig zu der schwach ausgeprägten Schieferungsrichtung gestellt sind, anderseits erscheint er in Form feinschuppiger Putzen, die meist der Schieferungsrichtung parallel liegen.

Unter dem Mikroskop lässt sich die ursprüngliche Leistenform der Feldspäthe meist noch erkennen. Weitaus der grösste Theil derselben ist Plagioklas, welcher vollständig saussuritisch ist und nur noch selten Zwillingsstreifung erkennen lässt. Daneben tritt in wenigen Individuen ein bedeutend frischerer Feldspath auf, der mikroklinartige Gitterstreifung zeigt. Die einzelnen Quarzkörner sind in wenige, eckige Stücke zersprengt, bei welchen in ausgezeichneter Weise undulöse Auslöschung auftritt. Der Biotit besitzt die gewöhnlichen Eigenschaften dieses Mineralen. In andern Handstücken desselben Gesteines ist die gneissartige Parallelstructur viel deutlicher ausgeprägt, es bestehen dieselben aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und bläulichgrauem, saussuritartigem Feldspath, in welchem langgezogene Fasern von schwarzem Glimmer der Schieferungsebene des Gesteines parallel eingestreut sind. Nicht selten beobachtet man Biotitblättchen, welche noch deutlich hexagonal begrenzt sind. Unter dem Mikroskop erscheint der Glimmer verbogen und geknickt, ist jedoch meist noch recht frisch.

Vollständig umgewandelt ist der Plagioklas; an dessen Stelle sind linsen- und bandförmig in die Länge gezogene, äusserst feinkörnige Aggregate von Epidot und Zoisit getreten, mit welchen parallel die Quarzaggregate in analoger Ausbildung verlaufen.

Nach obigen Angaben ist also der sogenannte Cristallinagneiss ein Biotitgranit in verschiedenen Stadien dynamometamorpher Umwandlung. Bemerkenswerth ist das beinahe vollständige Fehlen von Orthoklas resp. Mikroklin, infolge dessen das Gestein den Quarzdioriten sich nähert und von den aus normalen Biotitgraniten entstandenen Protoginen sich unterscheidet¹⁾.

In analoger Weise modificirte, plagioklasreiche Muscovitgranite, derselben Zone angehörend, sind mir von *Stavelatsch in Val Lavaz* bekannt geworden.

3. Diorit von Ufiern.

Von den soeben besprochenen Cristallinagraniten durch ein schmales Band von steilstehendem Gneiss getrennt, findet sich in Form eines Stockes in der *Val Ufiern* ein dioritartiges, hornblendereiches Gestein. (Vgl. Taf. I, Prof. 3.) Die Structur desselben ist richtungslos körnig. Saussuritartiger Feldspath und dunkelgrüne Hornblende, mit braunem Glimmer verwachsen, sind die hauptsächlichen Gemengtheile. Der Feldspath bildet im Dünnschliff scharf umgrenzte, kreuz und quer liegende Leisten, welche, obwohl stark zersetzt, durchweg als Plagioklas zu erkennen sind. Hornblende und Glimmer sind in ihrem Auftreten eng mit einander verbunden. Die Hornblende bildet häufig Zwillinge und zeigt kräftigen Pleochroismus (a = ledergelb, b = olivengrün, c = dunkel olivengrün). Häufig ist die Umwandlung der dunkeln, compacten Hornblende in lichtgrüne, schilfige zu beobachten. Der Glimmer ist normaler Biotit und fast immer ganz frisch. Die kleinen Zwischenräume zwischen den Plagioklasleisten werden durch körnigen Quarz ausgefüllt, der sich durch seine Reinheit scharf von dem trüben Feldspath abhebt. Als accessorische Mineralien sind Apatit und Magnetit zu erwähnen.

Nach Natur und Association seiner Gemengtheile gehört das Gestein zu den quarzführenden Dioriten.

B. Gneisse des östlichen Gotthardmassivs.

Unter den altkrystallinen Gesteinen des Gotthardmassivs sind auch auf Gebiet von Blatt XIV ächte Gneisse in grosser Ausdehnung verbreitet. Die Gesteine, welche *Stapff*²⁾ als Sellagneiss, *Fritsch*³⁾ als Gamsbodengneiss bezeichnet hat, sind zweiglimmerige Gneisse, welche oft als Augengneisse entwickelt sind. Der sogenannte Fibbiagneiss⁴⁾ ist wohl ein schiefriger, dynamometamorpher Granit, also geologisch vom Sellagneiss scharf zu trennen.

¹⁾ Als granitähnliche Gneisse beschreibt *G. v. Rath* (Cit. 32, p. 405) die von Acla bis unterhalb Sta. Maria herrschenden Gesteine.

²⁾ Vgl. Cit. 88.

³⁾ Vgl. Cit. 71.

⁴⁾ Vgl. Cit. 71, p. 20 ff., Cit. 148, p. 83, und Cit. 152, p. 13.

Das Thal der *Unteralp* durchquert eine Zone von zweiglimmerigen Gneissen. Meist sind feinkörnige, schuppige Varietäten vertreten, in welchen Quarz und Feldspath (Orthoklas, etwas weniger Plagioklas) ein regelloses, feinkörniges Gemenge bilden. Der Biotit tritt in Form kleiner Schüppchen auf, die sich zu parallelen Lagen anordnen; mit denselben vergesellschaftet finden sich die etwas grössern Muscovitblättchen. Accessorische Mineralien sind Epidot und Apatit.

Etwas grobkörnigere Gesteine sind als Lagengneisse entwickelt. Der Feldspath ist hier fast ausschliesslich Orthoklas. Solche Lagengneisse zeigen oft prachtvolle Fäldung. Der Orthoklas ist in denselben sehr stark sericitisirt, der Quarz in kleine Körnchen aufgelöst; beide zusammen bilden glimmerfreie Lagen. Sehr schön beobachtet man sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch, dass die Glimmermineralien immer in die Umbiegungsscheitel gedrängt werden.

Bemerkenswerth ist die vollständige Uebereinstimmung der *Unteralp*gneisse mit denjenigen, welche zwischen *Tessinthal* und *Val Piora* auftreten.

Aus der *Val Maigels* liegt mir ein körnig schuppiger, zweiglimmeriger Gneiss vor. Unter dem Mikroskop erscheint der Quarz in Form grösserer, zackig begrenzter Körner; bemerkenswerth ist der Mangel derselben an irgendwelchen Einschlüssen. Der Feldspath ist vorzugsweise Orthoklas, die Individuen zeigen gelegentlich Andeutung krystallographischer Umgrenzung. Biotit ist etwas reichlicher vorhanden als Muscovit, er zeichnet sich durch seinen Reichthum an sagenitartig mit einander verwachsenen Rutilnadelchen aus. Licht röthlichbraune Granatkörner sind als accessorischer Gemengtheil reichlich vorhanden.

Südlich des centralen Protoginstreifens herrschen in der Gebirgsgruppe des *Piz Medel* und *Piz Vial* bis an die Bündnerschiefer des *Greinapasses* eigenthümliche, streifige Gneisse. Die Structur derselben ist eine ausgezeichnet grobkörnig flaserige. Quarz und Feldspath, innig gemengt, bilden unter sich parallele, continuirliche Lagen, oder wo die Feldspäthe grössere Dimensionen erreichen, entstehen Augen, welche als grosse, knollenförmige Anschwellungen in dem Gestein hervortreten. Im Allgemeinen sind diese Gneisse sehr quarzreich. Der Quarz ist immer sehr feinkörnig bis dicht, er durchdringt gleichmässig das ganze Gestein. Die Glimmermineralien treten in wechselnder Menge auf, doch nie so, dass die Gneisse als glimmerreich zu bezeichnen wären. Der Biotit bildet meist dichte Häute, die sich um die Feldspathaugen herumlegen. Muscovitblättchen sind immer den Biotitaggregaten eingestreut. Ausserdem ist noch ein lichtgrüner, äusserst feinschuppiger, sericitartiger Glimmer vorhanden, der, offenbar ein Zersetzungsproduct, unabhängig von dem Auftreten der beiden ersten Glimmer, gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet ist. Mit Hülfe von Salzsäure liess sich in allen Handstücken die Anwesenheit von Carbonaten constatiren.

Unter dem Mikroskop treten an allen Gemengtheilen die Wirkungen der mechanischen Deformation und gleichzeitiger chemischer Umwandlung deutlich zu Tage. Der Feldspath zeigt niemals krystallographische Umgrenzung, die grössern Individuen sind meist Orthoklas, während die kleinern, gewöhnlich stärker zersetzten, vorzugsweise Plagioklas sind. Der Quarz tritt immer in Form von Aggregaten kleiner, eckiger Körner

auf, die zum Theil die Trümmer grösserer, primärer Individuen sind, zum Theil wohl secundären Ursprunges sein dürften. Der dunkle Glimmer besitzt selten noch die Eigenschaften des normalen Biotites; unter Ausscheidung von Eisenoxydhydraten und Rutilnadelchen bilden sich chloritische Aggregate, recht häufig ist auch die Umwandlung von Biotit in Muscovit zu beobachten.

An accessorischen Mineralien sind neben Carbonaten Zirkon und Apatit vertreten, letzterer immer in Form grösserer, rundlicher Körner.

C. Amphibolite.

An mehreren Stellen sind den krystallinen Felsarten des Gotthardmassivs hornblendereiche Gesteine in Form von Bänken oder Linsen, seltener als Stücke eingelagert. Repräsentanten der hauptsächlichsten dieser Vorkommnisse sollen im Folgenden beschrieben werden.

a. Nördlich unterhalb der Spitzen von *Piz Cristallina* und *Piz Vial* (am *Piz Valdraus* und *Lavazgletscher*) zieht sich eine lange, schmale Zone von Hornblendegesteinen hin (vgl. Taf. I, Prof. 3, 4). Die Gesteine derselben bestehen zum grössten Theil aus feinfaseriger, dunkel graugrüner Hornblende, licht gefärbte Gemengtheile sind makroskopisch kaum wahrnehmbar.

Die etwas grobfaserigen Stücke lassen Parallelstructur erkennen. Solche Varietäten zeigen im Dünnschliff ein Gemenge parallel nebeneinander oder unter spitzen Winkeln sich kreuzender, meist quergegliederter Stengel einer lichtgrünen bis farblosen Hornblende, welche die physikalischen Eigenschaften des Strahlsteins besitzt. Die Auslöschung von $c : \epsilon$ wurde zu $10-12^\circ$ gemessen, der Pleochroismus ist deutlich, die parallel a und b schwingenden Strahlen erscheinen gelblich, die parallel ϵ schwingenden blaugrün. Zwischen den Hornblendeleisten liegt Feldspath, welcher meist in Sericit umgewandelt ist und in den noch frischen Partien niemals Zwillingstreifung zeigt. Quarz fehlt vollständig.

Andere fein und verworren faserige Stücke enthalten neben der strahlsteinartigen Hornblende Aggregate von stengeligem Zoisit, ferner vereinzelt Schüppchen eines braungelben, nahezu einaxigen Glimmers. Der Feldspath tritt in Form rundlicher Körner auf, zeigt keine Spaltrisse und ist theils wasserklar, theils durch Interpositionen muscovitartiger Schüppchen getrübt. Quarzkörner sind nur vereinzelt zu beobachten. Accessorisch sind Körner eines opaken Eisenerzes verbreitet, welche, von einem breiten Rand von Leukoxen (Titanit) umgeben, manchmal vollständig in dieses Mineral umgewandelt sind. Der so entstandene Titanit bildet Häufchen rundlicher Körner.

b. Unter den Amphiboliten, welche am *Piz Valesa* und *Piz Stavelatsch* in horizontalen Bänken den steilstehenden Gneiss bedecken (vgl. Taf. I, Prof. 4 und 5), finden sich Strahlsteinschiefer, welche mit denjenigen vom *Piz Valdraus* etc. genau überein-

stimmen, indem die mehr grobstengeligen aus Strahlstein fast ausschliesslich bestehen, während die feinkörnigeren Biotit, Feldspath und etwas Quarz enthalten.

Bemerkenswerth sind eigenthümliche gestreifte Gesteine, welche aus regelmässig mit einander abwechselnden, circa 1 cm. mächtigen, hornblendereichen und hornblendefreien Lagen bestehen. In den vorliegenden Stücken sind die weissgefärbten Lagen etwas stärker entwickelt als die dunkeln. Nach dem mikroskopischen Befunde enthalten die letztern neben der vorherrschenden strahlsteinartigen Hornblende etwas zersetzten Feldspath, accessorisch Epidot und Rutil, während die erstern aus zackig begrenzten Körnern von Quarz und Feldspath, wohl meist Orthoklas, bestehen. Die unter *b* beschriebenen Gesteine können wohl kaum als schiefrige Eruptivgesteine gedeutet werden.

D. Weitere Gesteine aus der Gipfelzone Medel-Gaglianera-Cavel.

Da, wo gegen Osten das Gotthardmassiv immer tiefer sinkt, verbreitet sich die Zone der Sericitschiefer, und im Hintergrunde des *Somvixerthales* legen sich dieselben in flachem Gewölbe über den steilstehenden Protogin. (Vgl. Taf. I, Prof. 5 und Taf. VII, Fig. 3 und 4.) Es wurde aus dieser Zone ein sericitischer Schiefer untersucht, sowie zwei Gesteine, die sich als dynamometamorphe Quarzporphyre erwiesen. Die oben unter C, *a* beschriebenen Amphibolite gehören ebenfalls dieser Zone an.

1. Sericitischer Schiefer von der flachen Decke des Protogines am Sutglatzsch-Gletscher.

Das Gestein ist schiefrig feinkörnig und sehr quarzreich. Das Glimmermineral ist äusserst feinschuppig. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht die Hauptmasse des Gesteins aus kleinen, unregelmässig zackig begrenzten Quarzkörnern, die sich zu grössern Partien vereinigen. Die Begrenzung der einzelnen Individuen der Aggregate ist meist an feinen Rissen, die mit zarten Häutchen von Eisenhydroxyd bekleidet sind, zu erkennen. Um diese Aggregate von Quarzkörnern legen sich, zu Fasern innig mit einander verflochten, Feldspath und Glimmer. Der Feldspath ist stark zersetzt; die Zersetzungsproducte sind trübe Flocken, Muscovitschüppchen und Epidotkryställchen. Der Glimmer bildet braune, schuppige Aggregate winziger Blättchen und zeigt deutlichen Pleochroismus — ledergelb, wenn das Licht parallel zur Spaltung schwingt, blass hellgelb bis farblos, wenn es senkrecht dazu schwingt.

Opake Erze — nach dem Glanz im reflectirten Licht Magnetit — treten vorzugsweise in den Glimmerfasern auf. Als Einschlüsse in allen Gemengtheilen findet sich Apatit und in relativ bedeutender Zahl Zirkon.

2. Quarzporphyrchiefer.

Zwei Gesteine, welche zum Complex der Sericitschiefer (*Sc* der Karte) gehören, erwiesen sich als dynamometamorphe Quarzporphyre. Das erste stammt vom *Piz Cavel*

und besteht aus einer weissen schiefrigen Grundmasse, in welcher Quarzkörner eingesprengt liegen. Auch Feldspatheinsprenglinge sind vorhanden, da dieselben jedoch wie die Grundmasse gefärbt sind, treten sie weniger deutlich hervor. Die Schieferung des Gesteines scheint eine secundäre, in Folge des Gebirgsdruckes entstandene zu sein. Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzindividuen meist geradlinige Begrenzung; oft sind sie zersprengt. Einbuchtungen und Einschlüsse von Grundmasse sind häufig zu beobachten. Der Feldspath tritt in Form von Leisten auf. Es scheint Orthoklas vorzuliegen; gewöhnlich ist er in ein Gemenge von Sericit und Quarz umgewandelt. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Quarz und Sericit. Häufig erlangen die Sericitblättchen in der Nähe von Einsprenglingen grössere Dimensionen und ahmen dann in der Art ihrer Anordnung Fluidalstructur nach.

Das Gestein stimmt vollständig mit dynamometamorphen, schiefrigen Quarzporphyren überein, wie sie die *Alpnoferplatten* an der *Windgälle* zusammensetzen.

Ebenfalls als schiefriger Quarzporphyr ist ein zweites Gestein zu bezeichnen, welches bei *Fronscha* (Punkt 1844 der Karte) im Hintergrund des *Somvixerthales* gesammelt wurde. Dasselbe ist von graulichgrüner Farbe, felsitisch dicht und etwas schiefrig. Kleine Quarzkörner finden sich vereinzelt in der Grundmasse eingestreut.

Im Dünnschliff zeigt die Grundmasse schiefriges Gefüge in Folge von Streckung, indem die reichlich vorhandenen Muscovitschüppchen alle nach derselben Richtung angeordnet sind. Ausserdem enthält die Grundmasse Quarz und Feldspath, meist Orthoklas. Einsprenglinge sind spärlich vorhanden. Die zerbrochenen Quarzindividuen, theils gerundet, theils krystallographisch begrenzt, enthalten häufig Einbuchtungen von Grundmasse. Die wenigen Feldspatheinsprenglinge sind Plagioklas und besitzen immer rectanguläre Umrisse. Sehr verbreitet in dem Gestein sind Calcitkörner, offenbar secundären Ursprunges.

Die beiden zuletzt beschriebenen Gesteine zeigen, dass in der That gewisse makroskopisch als Sericitschiefer erscheinende Gesteine von eruptiven Quarzporphyren herzu-leiten sind.

IV.

Die Gesteine des Adulamassivs.¹⁾

Im nordwestlichen Graubünden treffen wir inmitten der Bündnerschiefer in Form eines dreieckigen Zipfels das nördliche Ende der Gneissmasse des *Adulagebirges*, welche beim Dörfchen *Vals* gänzlich unter den jüngern, concordant darüber liegenden Schiefen verschwindet. Die krystallinen Schiefer der Adulamasse sind in Beziehung auf Lagerung und petrographische Zusammensetzung durchaus verschieden von denen des Gotthard- und Aarmassivs; — Simplon, Tessiner Alpen und Silvretta hingegen bieten einige Analogien. Durch das ganze, ausgedehnte Gebirgssystem herrscht ein schöner schuppiger, seltener plattiger Gneiss, dessen Glimmer von eigenthümlicher lichtgrüner Farbe ist. Einlagerungen von Marmor, Granatmuscovitschiefer und granatführenden Amphiboliten sind verbreitet; grobkörnige Feldspath-amphibolite, wie solche in langen Zügen den krystallinen Gesteinen des Aarmassivs eingelagert sind, fehlen vollständig.

Mit der petrographischen Einförmigkeit der Gesteine geht Hand in Hand eine durch das ganze Gebiet constante einfache Lagerung.

A. Der Adulagneiss.

«*Gn Gl*, glimmerreicher Gneiss» der Karte Blatt XIV.

In allen Varietäten des Gneisses tritt der Quarz in Form kleinkörniger Aggregate auf, welche in Folge der Feinheit des Kornes weiss gefärbt sind. Im Dünnschliff erscheinen die Körner unregelmässig, meist rundlich begrenzt. Flüssigkeitseinschlüsse sind verhältnissmässig selten, wogegen Einschlüsse von lebhaft polarisirenden Kryställchen (Zirkon) sehr häufig sind.

Die Menge und Erscheinungsform des Feldspathes ist eine sehr wechselnde. Durchgehend ist derselbe recht frisch, niemals beobachtet man Sericitbildung in bedeutendem Grade. Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle sind sehr verbreitet. Am häufigsten tritt der Feldspath mitten in den Quarzaggregaten in Form unregelmässig begrenzter Körner oder Leisten auf. Makroskopisch ist er dann schwierig zu erkennen,

¹⁾ Literatur Cit. 23, Bd. I, p. 242. — Cit. 32, p. 464. — Cit. 137 und Cit. 138.

da er, wie der Quarz, mit dem er vergesellschaftet ist, weiss gefärbt erscheint und da an den kleinen Individuen die Spaltbarkeit wenig hervortritt. In einigen Varietäten ist die Menge des Feldspathes eine so geringe, dass dieselben als Glimmerschiefer bezeichnet werden können.

Neben den herrschenden gleichkörnigen Gneissen treten auch Augengneisse auf, in welchen der Feldspath, untermengt mit Quarz, scharf begrenzte Linsen bildet, die parallel der Schieferung des Gneisses liegen und von Glimmerlagen umhüllt werden. Auf den Flächen senkrecht zur Schieferung ist der Querschnitt dieser Linsen meist 2—3 cm. lang und circa 1 cm. breit. Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen die Augen aus grössern und kleinern Feldspathindividuen, welche kreuz und quer durcheinander liegen. Der Quarz häuft sich meist in den randlichen Partien dieser Ausscheidungen.

Der am häufigsten auftretende Feldspath ist Mikroklin. Die kleinen Körner sind ganz wasserklar, sie zeigen bei gekreuzten Nicols Gitterstructur und in der Regel undulöse Auslöschung. Grössere Individuen, wie sie in den Feldspathaugen auftreten, wurden genauer untersucht. Der Spaltwinkel von P:M beträgt $90^{\circ} 21'$, Schliffe parallel P zeigen die feinen rechtwinklig sich kreuzenden Zwillingslamellen, welche je 16° schief auslöschen. Verwachsungen von Mikroklin mit Orthoklas und Plagioklas sind häufig. Orthoklas, meist Zwillinge bildend, herrscht in einzelnen Handstücken vor. Die Individuen sind gewöhnlich grösser, als die des Mikroklin. In einem strahlsteinführenden Gneiss vom *Frunstafel* am *Frunthorn* ist sämtlicher Feldspath Orthoklas. Plagioklas, mit verhältnissmässig breiten Zwillingslamellen, ist fast in jedem Handstück in geringen Mengen vorhanden. Nach der chemischen Prüfung scheint Albit vorzuliegen.

Der charakteristische Gemengtheil der Adulagneisse ist ein grüner Glimmer mit perlmutterartigem Metallglanz. Die Blättchen sind gewöhnlich circa 1 mm. gross, in einigen Varietäten erreichen sie jedoch einen Durchmesser von 4—5 mm. Sechseckig begrenzte Individuen wurden nie beobachtet. Die Mehrzahl der Gneisse ist als glimmerreich zu bezeichnen. Bei der Isolirung des Glimmers mittelst Thoulet'scher Lösung ergab sich in einem Handstück ein Gehalt von 32 % Glimmer und 68 % Quarz und Feldspath; in einem andern machte der Glimmer circa 15 % des Gneisses aus. Die Glimmerblättchen liegen unter einander immer vollkommen parallel, sie sind entweder im Gestein zerstreut (schuppiger Gneiss) oder sie bilden zusammenhängende Lagen (plattiger, schieferiger Gneiss). Anordnung des Glimmers in Fasern findet nicht statt. Wo Glimmer in grösserer Menge auftritt, beobachtet man meist ein Zurücktreten des Feldspathes, Carbonate stellen sich ein, das Gestein ist als Glimmerschiefer zu bezeichnen.

Auf dem Kamme von *Scherboden* und *Frunthorn*, wo die steil aufgerichteten Gneisse in scharfem Knie sich flach nach Süden umlegen, erlitten dieselben mechanische Deformationen, in Folge deren die Gemengtheile in ihrer ursprünglichen Lage gestört worden sind. Man beobachtet bis $\frac{1}{2}$ m. dicke Platten von mehreren Quadratmetern Oberfläche, welche als Ganzes schwach gekrümmt, im Einzelnen aber wellenförmig gebogen sind. Die ursprünglich parallel mit den Schichtflächen liegenden Feldspathaugen stellen sich senkrecht dazu, ebenso werden die Glimmerblättchen aufgestellt und häufen sich,

mannigfach zerknickt, dichtgedrängt zu Flasern in der Nähe der Augen an, als ob sie durch dieselben gestaut worden wären. Vgl. Photographie Nr. 2. Die Herausbildung einer Transversalschieferung durch Druck lässt sich auf diese Weise Schritt für Schritt verfolgen. An manchen Stellen des erwähnten Kammes zerfällt infolge der sich kreuzenden Ebenen ursprünglicher Schieferung und nachträglich entstandener Transversalschieferung die ganze Gesteinsmasse in lange, dünne Stengel, welche wie Brennholzscheiter aufeinander liegen ¹⁾).

Die qualitative chemische Prüfung des grünen Glimmers zeigte, dass derselbe zu den Kaliglimmern gehört. Unter dem Mikroskop tritt er in Form scharf begrenzter Blättchen und Leisten auf, erscheint licht grünlich gefärbt und zeigt in Schnitten senkrecht zur Basis deutlichen Pleochroismus. Die parallel der Spaltung schwingenden Strahlen sind licht grünlich-gelb bis graulich-grün, die senkrecht dazu schwingenden nahezu farblos. Basale Blättchen sind häufig doppelbrechend und lassen dann ebenfalls Pleochroismus erkennen. Bei der Untersuchung in convergentem polarisiertem Licht zeigte sich, dass der optische Axenwinkel der scheinbar gleichartigen Glimmer in weiten Grenzen schwankt, indem sich sowohl optisch einaxige, als auch deutlich zweiaxige Blättchen finden. In demselben Handstück ist immer ein bestimmter Glimmer vorherrschend, von 37 untersuchten Handstücken enthalten 19 einaxigen, die übrigen zwei-axigen Glimmer. *E. A. Wülfing* ²⁾ hat auf meine Veranlassung einen einaxigen und einen zwei-axigen Glimmer genauer chemisch und optisch untersucht. Das Resultat der Untersuchung ist folgendes: Der einaxige Glimmer (I) stammt aus einem feldspath-armen Gneiss. Er tritt in 4—5 mm. grossen Blättchen auf und ist graugrün gefärbt. Beim Erhitzen wird der Glimmer zwei-axig, nimmt aber bei der Abkühlung sehr bald wieder einaxigen Charakter an. Er scheint ein Glimmer erster Art zu sein. Die mit Hilfe der Thoulet'schen Lösung isolirte Menge war vom spezifischen Gewichte 2,887 bis 2,846. — Der zwei-axige Glimmer (II) wurde aus einem Augengneiss isolirt, er ist intensiv grün gefärbt und tritt in Blättchen auf, deren Durchmesser im Mittel nur 1 mm. beträgt. Basale Blättchen sind merklich pleochroitisch, der scheinbare Axenwinkel beträgt 52°. Die isolirte, zur Analyse verwendete Menge besass das Volumgewicht 2,916 bis 2,873. Glimmer II ist also merklich schwerer als Glimmer I.

Die Analysen lieferten folgende Zahlen:

	Glimmer I.	Glimmer II.
TiO ²	0,11	0,18
SiO ²	47,69	47,72
Al ² O ³	28,30	25,96
Fe ² O ³	1,02	1,76
FeO	3,88	6,55
Transport	81,00	82,17

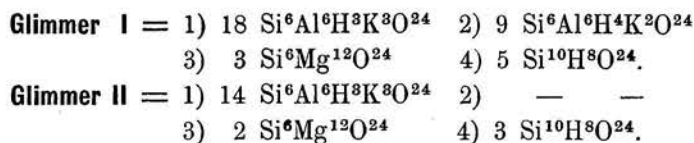
¹⁾ Vgl. Cit. 154, p. 3. Ferner Jahrb. S. A. C. VIII, 1872—73, p. 48. (Abbildung des Frunthorngates, gezeichnet von Zeller-Horner.)

²⁾ Vgl. Cit. 138.

	Glimmer I.	Glimmer II.
Transport	81,00	82,17
MgO	2,72	2,30
K ² O	9,06	10,18
Na ² O	1,87	1,70
H ² O	4,07	3,42
	98,72	99,77

Glimmer I ist etwas thonerdereicher als Glimmer II, welch' letzterer hingegen mehr FeO enthält als Glimmer I. Beide Glimmer gehören zu den Muscoviten und zwar zu der kieselsäurereichern Abtheilung derselben, welche *Tschermak* als *Phengite* bezeichnete.

Wülfing berechnete die Daten der Analyse und fand, dass gemäss der *Tschermak*-schen Theorie die beiden Glimmer als molekulare Mischungen folgender Verbindungen betrachtet werden können:



Andere Glimmermineralien als die beschriebenen *Phengite* finden sich selten in den Adulagneissen. Kleine Schüppchen eines dunkelgrünen, stark pleochroitischen Magnesiaglimmers wurden in Gneissen aus der Umgebung von *Zervreila* beobachtet. Einige epidotreiche Varietäten enthalten zahlreiche Chloritschüppchen.

Ein epidot- und granatreicher Gneiss, welcher bei der *Calvarikapelle*, am Wege von Vals nach *Zervreila*, ansteht, enthält längliche, dunkelblaue Knötchen, die aus *Glaucophan* bestehen. Vor dem Löthrohr schmilzt dies Mineral leicht zu einem olivengrünen Glase. Die mikrochemische Prüfung mit Kieselflussssäure ergab Natrium- und Eisensalze. Im Dünnschliff zeigen die Individuen meist stengeligen Habitus. Sie sind sehr unregelmässig begrenzt und lückenhaftes Wachsthum, wie es so häufig am Strahlstein beobachtet wird, ist ihnen eigenthümlich. Die Spaltbarkeit nach ∞P ist sehr vollkommen; die Schiefe der Auslöschung zu den Spaltrissen beträgt 6—12°. In Folge des kräftigen Pleochroismus erscheint das parallel ϵ schwingende Licht ultramarinblau bis blaugrün, das senkrecht dazu schwingende Licht gelbgrün. Strahlstein, welcher in den dem Gneiss eingelagerten Gesteinen eine so grosse Rolle spielt, tritt als reichlicher Gemengtheil in einem granatreichen Gneiss auf, welcher beim *Frunstafel* am Südabhang des *Frunthornes* sich findet. Der Feldspath ist in diesem Gneiss ausschliesslich Orthoklas.

In manchen Gneissen treten, jedoch selten gleichzeitig, Granat und Epidot als charakteristische accessorische Gemengtheile auf. Die Granaten sind licht braunroth gefärbt und verhalten sich immer isotrop. In Form rissiger, gelegentlich krystallographisch begrenzter Körner häufen sie sich im Dünnschliff an einzelnen Stellen.

Der Epidot, meist von Chloritschüppchen begleitet, bildet ebenfalls kleine Körner, die sich oft zu Aggregaten anhäufen. Sie sind meist sehr licht gefärbt; intensiv gelb-

grüne, stark pleochroitische Körner sind seltener. — In ähnlicher Weise auftretende, ebenfalls stark lichtbrechende, braune, pleochroitische Körner dürften Titanit sein.

Nicht selten wurden unter dem Mikroskop Körner eines farblosen, stark lichtbrechenden Minerals beobachtet. Die im Dünnschliff untersuchten Durchschnitte verhielten sich alle doppelbrechend. Bei der Isolirung des Glimmers vermittelt Thoulet'scher Lösung fielen diese Körner untermengt mit Epidot, Zirkon und Erzen aus. Nach weiterer Trennung mit Klein'scher Lösung wurde das Mineral rein erhalten. Es liessen sich alle wesentlichen Eigenschaften des Apatites feststellen: Optische Einaxigkeit, negativer Charakter der Doppelbrechung, Härte 5—5½; leichte Löslichkeit in Salz- und Salpetersäure; Gehalt an Phosphorsäure, Kalk, Fluor und Chlor. Es ist bemerkenswerth, dass der Apatit in Form platter Körner auftritt. Nur wenige auf der flachen Seite liegende Körner verhalten sich isotrop, die Abplattung ist also in der Regel parallel der Verticalaxe.

Calcit findet sich ausschliesslich in den glimmerreichen, feldspatharmen Varietäten.

Als weitere accessorische Gemengtheile sind in den Gneissen Pyrit, Magnetit, Zirkon, Turmalin und Rutil verbreitet. Letzterer bildet säulige, unregelmässig begrenzte Kryställchen von nelkenbrauner Farbe und deutlich wahrnehmbarer, stärkerer Absorption des ausserordentlichen Strahles.

Es war mir nicht möglich, in der Art der Verbreitung der verschiedenen Gneissvarietäten, welche nach der genauern Untersuchung sich unterscheiden lassen, irgend eine Gesetzmässigkeit zu finden. Die gesammten Gneisse bilden eine einheitliche geognostische Masse, innerhalb welcher die verschiedenen Spielarten beliebig mit einander wechseln.

B. Einlagerungen im Gneiss.

Eine bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit der Adulagneissmasse ist das Vorkommen schicht- oder linsenförmiger Einlagerungen von Granatmuscovitschiefern, Amphiboliten und dolomitischen, muscovitführenden Marmoren.

1. Granatführende Muscovitschiefer wurden von A. Heim in weiter Verbreitung am *Guraletschhorn* beim *Selvasee* etc. beobachtet, ich fand sie ferner südöstlich unterhalb der Passhöhe zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg*. Das Gestein ist vollkommen schiefrig, die Schieferungsfläche stark gefältelt. Vorherrschender Gemengtheil ist perlmutterglänzender, in zusammenhängenden Lagen auftretender Muscovit. Daneben erscheint an einzelnen Stellen intensiv grüner Chlorit. Granat, theils in Form von Rhombendodekaedern, von Chlorit überkrustet, bis 1 cm. im Querschnitt messend, theils als erbsengrosse, braune Körner, ist reichlich vorhanden, und bildet im Gestein knotige Anschwellungen, welche auf den Schichtflächen herauswittern.

Der Muscovit erscheint im Dünnschliff zu langgestreckten Flasern aggregirt. Er enthält in grosser Menge Rutilmikrolithe von lichtgelber Farbe, welche häufig Zwillinge

nach $P \infty$ und $3 P \infty$ bilden, ferner Turmalinkrystalle, bis 0,12 mm. lang und 0,02 mm. breit, in deutlich hemimorpher Ausbildung.

Zwischen den Muscovitfasern häuft sich an einzelnen Stellen brauner, zersetzter Biotit und dunkelgrüner Chlorit, welch' letzterer namentlich die Granaten randlich umsäumt. Körnige Aggregate von Quarz liegen zwischen den Glimmerfasern und bilden bald kurze und gedrungene, bald langgestreckte Linsen. Die Granatkörner sind isotrop und schwach röthlich gefärbt, sie werden von netzförmig verlaufenden Sprüngen durchzogen, auf welchen sich Chlorit ansiedelt. Als Einschlüsse im Granat findet sich sehr verbreitet Chloritoid, in Form kleiner Schüppchen. Blättchen mit Spaltbarkeit zeigen eine Auslöschung von circa 15° . Der Pleochroismus ist sehr kräftig (α = olivengrün, β = indigoblau, γ = gelbgrün). Auf basalen Blättchen sieht man am Rande des Gesichtsfeldes zwei Axen austreten, an welchen die deutliche Dispersion $\rho > \nu$ beobachtet werden kann. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Der Chloritoid findet sich ausschliesslich als Einschluss im Granat.

Die mechanische Deformation der Granaten wurde sehr schön in den Muscovitschiefern des Grates zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg* beobachtet. (Vgl. Photographie Nr. 3.) Die rundlichen Körner sind elliptisch in die Länge gezogen und gleichzeitig innerlich zertrümmert. Man beobachtet an beiden Enden der elliptischen Durchschnitte annähernd rechteckige Stücke, welche, dicht gedrängt, im Allgemeinen quer liegen; die mittleren Theile der Granatkörner setzen sich aus der Länge nach angeordneten Fasern zusammen. Bei mehreren hinter einander liegenden, derartig modificirten Granatkörnern sind die Bruchstücke und Fasern an dem einen Ende nach rechts, an dem andern nach links ausgebogen, so dass die ganze Granatmasse innerlich gedreht erscheint. Langgezogene Muscovitfasern legen sich tangential an die Seiten der elliptischen Durchschnitte, Chlorit umsäumt die Granaten und windet sich zwischen den Trümmern hindurch. Beiderseits vor den spitzen Enden der Granaten sammelt sich der Quarz in kleinkörnigen Aggregaten an.

2. Die Amphibolite sind viel weniger verbreitet und erscheinen von dem Gneiss schärfer getrennt, als die Granatglimmerschiefer. Meist zeigen sie nur undeutliche Schichtung. Man kann verschiedene Gesteinstypen unterscheiden.

a) Eklogitartige Gesteine. Am Süden des kleinen See's am *Ampervreilerhorn* bildet ein graugrünes, sehr zähes, in eckige Blöcke zerfallendes Gestein einen am Berghang scharf hervortretenden Felsriegel. Makroskopisch treten in demselben zahlreiche, bis hirsekorn-grosse, rothbraune Körner von Granat, silberglänzende Schüppchen von Muscovit, Körner von Pyrit und Calcit hervor. Bemerkenswerth sind ferner bis 2 cm. lange und $\frac{1}{2}$ cm. breite, ganz vereinzelt auftretende, krystallinische Individuen von Rutil, welche ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel einer Längsrichtung zeigen.

Nach der mikroskopischen Untersuchung ist strahlsteinartige Hornblende der Hauptgemengtheil. Sie bildet zusammenhängende, feinfaserige bis feinblättrige oder stengelige Aggregate. Basale Schnitte mit prismatischer Spaltung sind nur selten zu

beobachten. Die Auslöschungsschiefe von ϵ zu c beträgt 16° . Pleochroismus ist wahrnehmbar, aber schwach. Die parallel ϵ schwingenden Strahlen sind bläulich-grün, die parallel a und b schwingenden Licht gelblich-grün.

Muscovit bildet einzelne grössere, scharf begrenzte, vollkommen farblose Blättchen.

Zwischen den Hornblendefasern liegen überall farblose, quergegliederte Säulchen von Epidot, welche in der Regel feine, parallel der Längsrichtung verlaufende Spaltungsdurchgänge zeigen. Meistens liegt die Richtung der Auslöschung parallel zu den Spaltrissen; doch finden sich auch schief auslöschende Durchschnitte. Die Säulen zeigen in convergentem, polarisirtem Licht stets den Austritt einer Axe, oft auch ein vollständiges zweiachsiges Bild. Die Axenebene liegt senkrecht zur Spaltrichtung.

Quarz und Feldspath erscheinen sehr spärlich und treten in Form kleiner, ganz unregelmässig begrenzter Individuen zwischen den übrigen Gemengtheilen zerstreut auf. Die in grosser Zahl vorhandenen Granatkörner erscheinen im Dünnschliff farblos bis schwach röthlich gefärbt. Sie sind oft geradlinig begrenzt und stets in allen Richtungen von Rissen durchzogen. Zwischen gekreuzten Nicols verhalten sie sich isotrop. Man kann sämtliche übrigen Gemengtheile des Gesteins in grosser Menge als Einschlüsse im Granat beobachten. Ausser dem schon makroskopisch wahrnehmbaren Rutil stellen sich noch zahlreiche Kryställchen von mikroskopischen Dimensionen ein. Nur die kleinern Individuen zeigen eine krystallographische Begrenzung. Der Rutil ist intensiv gelbbraun gefärbt und zeigt deutlich die stärkere Absorption des ausserordentlichen Strahles. Die Spaltbarkeit nach ∞P ist überall wahrnehmbar. Einzelne Körner sind polysynthetische Zwillinge. Die Zwillingslamellen nach $P \infty$ durchsetzen die Krystalle fast vollständig¹⁾.

Von dem beschriebenen Gestein weichen einzelne Varietäten ab, indem die Granaten seltener werden und Feldspath in etwas grösserer Menge an der Zusammensetzung des Gesteines Theil nimmt. Der Strahlstein tritt im Dünnschliff in Form breiter Säulen auf. Basale Schnitte mit deutlichen Spaltrissen nach ∞P sind häufig. Färbung und Pleochroismus sind intensiver, als in der ersten Varietät. Da jene farblosen Säulen, welche im vorigen Gestein als Epidot gedeutet wurden, hier grössere Dimensionen erreichen, so liessen sich auch Durchschnitte ungefähr nach $\infty R \infty$ mit unter 115° sich schneidenden Spaltungsdurchgängen auffinden. Der Feldspath bildet unregelmässig begrenzte Körner. Er ist noch recht frisch und zeigt meist Zwillingsstreifung. Als Einschlüsse enthält er Hornblendebruchstücke, Muscovitfasern und Zirkonmikrolithe.

b) Strahlsteinepidotschiefer. Am Bergabhang oberhalb der *Calvarikapelle*, zwischen *Vals* und *Zervreila*, tritt an mehreren Stellen bankförmig im Gneiss ein zähes, feinkörniges Gestein auf, welches fein gebändert ist, indem gelbliche epidotreiche und grünliche hornblendereiche Lagen mit einander abwechseln. Meist zeigt sich im Handstück eine deutliche Fältelung.

Der Habitus der Hornblende ist derjenige des stengeligen bis faserigen Strahlsteines. Epidot ist ebenso reichlich als Hornblende vertreten, häuft sich zu stengeligen Aggregaten an, und ist farblos oder blassgelblich gefärbt. Aus dem in concentrirte

¹⁾ Vgl. *Rosenbusch. Mikroskop. Physiogr.*, Bd. I, p. 299.

Thoulet'sche Lösung gebrachten Gesteinspulver fielen die hellgelblichen Körner von Epidot mit wenig Hornblende vermischt aus. Mit Kieselflussssäure behandelt, lieferten sie vornehmlich Calciumsalze. Feldspath und Muscovit sind sehr spärlich vorhanden. Accessorisch treten auf Granat und verhältnissmässig grosse intensiv bräunlichgelbe Körner und Krystalle von Rutil.

Muscovitreiche Epidotstrahlsteinschiefer finden sich ferner oberhalb der Hütten von *Finsterbachalp*. Hornblende und Epidot sind hier intensiver gefärbt als in den zuletzt beschriebenen Gesteinen und opake Erze stellen sich etwas reichlicher ein. Aehnliche grüne Schiefer, welche auf der Passhöhe zwischen *Frunthorn* und *Schwarzhorn* den Gneissen eingelagert sind, zeichnen sich durch ihren Gehalt an feinvertheilten Carbonaten aus.

Es ist zu betonen, dass die beschriebenen, bankförmig den Gneissen eingelagerten Strahlsteinepidotschiefer die grösste Aehnlichkeit zeigen mit den auf der Karte mit *Sv* bezeichneten «Grünen Schiefern», welche zum System der Bündnerschiefer gehören und als dynamometamorphe Diabase sich erweisen.

3. Die Marmore treten als concordant eingelagerte Schichten oder langgestreckte Linsen im Gneiss auf. Sie sind namentlich verbreitet am N-W- und am S-Abhang des Valserrheinthaies. Sie sind feinkörnig bis dicht, cipolinartig. Durch die qualitative Analyse wurde ein bedeutender Magnesiagehalt, sowie etwas Thonerde nachgewiesen. Blassgrüne Muscovitschüppchen, unter sich parallel liegend, sind dem Marmor eingestreut. Andere Silicate fehlen.

4. Nachtrag. Gesteine aus dem Zäpportthal. Auf einer Excursion durch das Zäpportthal nach dem *Paradiesgletscher* (vgl. Blatt XIX) hatte ich Gelegenheit, die beschriebenen Adulagneisse in ihrer Fortsetzung nach Süden zu beobachten (vgl. Taf. II, Profil Nr. 6). Es kehren hier genau dieselben Typen wieder, welche aus der Umgegend von *Vals* und *Zervreila* beschrieben wurden. Im Allgemeinen ist aber nicht zu verkennen, dass typische Gneisse viel verbreiteter sind, als die glimmerreichen, feldspatharmen Gesteine, welche Uebergänge zu Glimmerschiefern bilden. Mehrfach wurden auch zweiglimmerige Gneisse beobachtet, welche mit Tessinergneissen übereinstimmen. Der dunkle Glimmer ist in denselben meist chloritisirt. Bemerkenswerth ist das reichliche Vorhandensein von grossen, fast farblosen, offenbar primären Epidotkörnern, auch Zoisit tritt ähnlich auf.

Auch in diesen Theilen der Adulagneisse sind Einlagerungen von rutilreichen, eklogitartigen Amphiboliten sehr verbreitet (z. B. in den Umgebungen der Clubhütte von Zäpport). Neu ist eine ziemlich grobkörnige Varietät, welche aus bläulich-grüner Hornblende, Quarz und Flasern eines seidenglänzenden, lichtbraunen Glimmers besteht. Eigenthümlich ist das Auftreten des makroskopisch nicht wahrnehmbaren Granates. Die Kryställchen desselben finden sich hauptsächlich als Einschlüsse in der strahlsteinartigen Hornblende. Sie sind meist nicht ausgewachsen, stellen mehr oder weniger dünne, polygonale Ringe dar, welche unveränderte, mit der aussenliegenden gleich orientirte Hornblendesubstanz einschliessen (vgl. Photographie Nr. 4).

In Blöcken beobachtete ich auch ächte Eklogite, welche aus einer feinfaserigen, grünen Omphacit-Grundmasse, eingesprengten, rothen Granatkörnern und Muscovitschüppchen bestehen. Im Dünnschliff erscheinen die Granaten meist gesetzmässig begrenzt. Der in stengeligen Aggregaten auftretende, schwach grünliche bis farblose Omphacit charakterisirt sich durch starke Lichtbrechung, grosse Auslöschungsschiefe und gelegentlich auftretende, rechtwinklig sich kreuzende Spaltrisse. Sehr verbreitet in der Omphacitmasse sind stengelige Krystalle von Zoisit und Epidot, Smaragdit hingegen ist selten.

Die deutliche, auf grosse Ausdehnung constante Schichtung der Gneisse, das Vordominiren von Kaliglimmer, Herausbildung eigentlicher Glimmerschiefer, sowie das Vorkommen untergeordneter Lagen abweichend zusammengesetzter Gesteine sind die hervortretenden Eigenthümlichkeiten der Adula-Gneissmasse. Analoge Verhältnisse finden wir in den meisten Gebieten krystalliner Schiefer auf der südlichen Hälfte der westlichen Alpen. Die Masse des Simplon zeigt in Beziehung auf Lagerung und Natur der Gesteine eine überraschende Uebereinstimmung mit dem Adulamassiv, — es sind freilich in unserem Gebiete (Bl. XIV) die Aequivalente der liegenden Antigorio-Gneisse nicht aufgeschlossen.¹⁾ Dass die Adulagneisse der jüngern (hercynischen) Gneisstufe zugerechnet werden dürfen, kann nach den vorliegenden Mittheilungen als festgestellt gelten. Es mag noch hervorgehoben werden, dass die Einlagerungen, Marmor, sowie Granat und epidotreiche Amphibolite, sämmtliche aus vorzugsweise kalkhaltigen Mineralien bestehen. Serpentine fehlen vollständig.

¹⁾ Vgl. *Renevier, Heim etc. Etude géol. sur le nouveau projet du tunnel courbé, traversant le massif du Simplon* (Bull. soc. vaud. d. sciences nat. Lausanne 1883); und ferner oben Seite 354.

V.

Ueber die petrographische Natur der Bündnerschiefer.

„Dieselben Mächte, welche die Andes- und Himalayakette bis zur Schneeregion gehoben, haben neue Mischungen und neues Gewebe in den Felsmassen erzeugt, umgewandelt die Schichten, die aus vielbelebten, mit organischen Stoffen geschwängerten Flüssigkeiten sich früher niedergeschlagen.“

Humboldt, Kosmos I, 169.

Die auf der Karte als Bündnerschiefer bezeichneten Gesteine bestehen aus einem Complex petrographisch äusserst heterogener Dinge. Im Grossen und Ganzen sind es schiefrige Gesteine von kalkig-thonigem Charakter, häufig reich an Kieselsäure; reine Thonschiefer sind selten; dagegen treffen wir häufig auf Lagen von Marmor und auf sandsteinartige Schichten. Sämmtliche Bündnerschiefer sind mehr oder weniger krystallin umgewandelt; den höchsten Grad der Metamorphose finden wir da, wo sie in schmalen Zonen zwischen Centralmassiven eingeklemmt sind, also im Westen des Kartenblattes. In Folge des Umstandes, dass das ursprüngliche Material der als Bündnerschiefer bezeichneten Gebilde äusserst mannigfaltig ist, dass ferner bei verschiedenen Graden der Umwandlung ursprünglich gleichartige Gesteine in sehr verschiedenen Gestaltungen auftreten können, hält es schwer, die zahllosen Varietäten zu classificiren.

Die Hauptmasse der Schiefer wird unter dem Namen «Graue und schwarze Bündnerschiefer» zusammengefasst (Abschnitt A). Ein einheitliches Ganzes bilden die grünen Schiefer (*Sv* der Karte) — es sind schiefrige Diabase (Abschnitt B). — In einem Abschnitte C betrachten wir die mitten im grauen Bündnerschiefer auftretenden Juraablagerungen der Umgebung von *Bonaduz* im Hinterrheinthale.

A. Die grauen und schwarzen Bündnerschiefer.

Nach makroskopischem Habitus könnte man vielleicht — wie es *A. Heim* im I. Theile gethan hat — unveränderte und metamorphe Bündnerschiefer unterscheiden; die mikroskopische Untersuchung zeigt jedoch, dass eine derartige Trennung nur als ein mehr

oder weniger durchführbar ist. Ich werde versuchen, den ganzen Complex dieser Schiefer nach ihrer Zusammensetzung und Structur in mehrere natürliche Gruppen zu gliedern. Freilich wird es auch nicht möglich sein, diese Gruppen scharf gegen einander abzugrenzen, da mannigfache Uebergänge in der Natur vorhanden sind. Eine gewisse Selbstständigkeit besitzt die erste Gruppe, diejenige der grauen, körnigen Kalkphyllite.

1. Graue, körnige Kalkphyllite.

In den Gebieten des *Hinterrheins* (*Heinzenberg, Via Mala, Schams*), ferner in *Saßen*, im Thale des *Glenners* und in der *Gola di Sosto*, nördlich von *Olivone*, herrschen graue, körnige Kalkphyllite vor. In der Gegend des *Scopi* und bei *Piora* fehlen sie keineswegs, sind aber weniger mächtig entwickelt ¹⁾. Sie bestehen im Wesentlichen aus Quarz und Calcit, enthalten immer reichlich Muscovitblättchen und fein vertheilte kohlige Substanzen. Pyrit ist überall eingesprengt. Biotit tritt seltener auf. Meist zeigen diese Gesteine ausgezeichnete Parallelstructur. Sie sind entweder gleichmässig schiefrig oder es wechseln weisse, aus Quarz und Calcit bestehende, mit grauen, glimmerreichen Lagen ab; in der Regel beobachtet man starke Fältelungen. Die ganze Masse ist oft von Calcit- und Quarzsecretionsgängen durchsetzt. In ihrer gleichförmigen Ausbildung auf weite Strecken erinnern diese Gesteine in der That an paläozoische Bildungen.

Unter dem Mikroskope bilden Quarz- und Calcitkörner ein unregelmässig körniges Gemenge. Die Calcitindividuen sind gewöhnlich etwas grösser als die Quarzkörner und zeigen immer Zwillingsstreifung. Während der Quarz meist wasserhell ist, erscheint der Calcit durch staubförmige Interpositionen kohligter Substanzen getrübt. Die gegenseitigen Mengenverhältnisse von Calcit und Quarz sind in den verschiedenen Varietäten sehr wechselnd, so dass mannigfache Uebergänge zu Quarzitschiefern einerseits, körnigen Kalken anderseits entstehen.

Der Muscovit tritt seltener in einzelnen Blättchen auf, meist bildet er mannigfach gewundene sericitische Fläsern, die ganz erfüllt sind von Rutilmikrolithen und kohligter Substanz. Auch diese sericitischen Partien nehmen häufig sehr überhand; es entstehen dann schwarze, glänzende Thon- bis Sericitschiefer, die sich durch ihren Reichthum an Rutil- und Turmalinmikrolithen auszeichnen. An Stelle des Muscovites tritt häufig ein stark pleochroitischer grüner Glimmer (z. B. im *verlorenen Loch, Via Mala*).

Interessant sind Neubildungen krystallisirter Mineralien in diesen Gesteinen. Die Schiefer aus der Umgebung von *Vals* enthalten Krystalle von Epidot, diejenigen der *Gola di Sosto* in grosser Menge Zoisit und Turmalin, sowie einen braunen, stark pleochroitischen Biotit und seltener Plagioklas.

2. Schwarze, feldspathführende Chloritoid-Schiefer.

Eng verbunden mit den grauen Kalkphylliten treten, namentlich zwischen *Vals* und *Furth*, dünnplattige, meist ganz schwarze Schiefer auf, welche in grosser Zahl silber-

¹⁾ Vgl. Cit. 146, p. 19, ferner Cit. Bonney p. 228.

weisse Blättchen eines Glimmerminerales enthalten. Nach mikroskopischem Befunde besteht die Hauptmasse dieser Schiefer aus einem gleichkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspath und Sericitfasern. Der Feldspath bildet meist einheitliche Individuen, seltener polysynthetische Zwillinge, und ist durch Interpositionen kohligter Substanz getrübt. Vereinzelte Muscovitblättchen sind stets frei von Kohle.

In Form von Einsprenglingen treten farblose, meist aber ganz von kohligter Substanz erfüllte Blättchen eines stark lichtbrechenden, schwach doppelbrechenden Mineralen auf. Auf unregelmässig begrenzten Durchschnitten desselben tritt eine negative Bissectrix aus; der optische Axenwinkel ist klein. Leistenförmige Durchschnitte von optisch positivem Charakter zeigen parallel ihrer Längsrichtung verlaufende Spaltrisse und löschen circa 12° schief aus. Es liegt offenbar ein Sprödglimmer aus der Gruppe des Clintonites vor. Accessorisch sind Epidot, Rutil und Turmalin vertreten.

Lichter gefärbte Varietäten enthalten meist etwas Kalk und vermitteln so den Uebergang zu den Kalkphylliten, von denen sie nach makroskopischem Aussehen nur sehr schwer zu trennen sind.

3. Marmore.

Neben den körnigen Kalken, die ich als Abänderung der grauen Kalkphyllite bereits erwähnt habe, treten im Gebiete der grauen Bündnerschiefer auch Marmorlager auf. Eine solche Marmorschicht lässt sich aus *Val Luzzzone* nach *Vanescha*, nordwestlich am *Piz Aul* vorbei bis in's *Petersthal* verfolgen. Bei *Vanescha* fand *A. Heim* Gryphitenschalen in derselben (Taf. V, Fig. 3).

Diese Marmore enthalten überall Quarzkörner, Glimmermineralien und Pyrit. Der Marmor von *Vanescha* ist durch einen schmutzig-grünlichen, schwach pleochroitischen Chlorit von negativer Doppelbrechung ausgezeichnet. — Der weisse grobkörnige Marmor von *Alp Seranastga* enthält rundliche Putzen eines feinblättrigen, lichtgrünen, zweiachsig und optisch negativen Muscovites. — In dem bei *Buccarischuna* im *Petersthal* auftretenden Marmor finden sich Lagen eines feinschuppigen, eigenthümlich malachitgrünen Glimmers. Auf der Basis desselben tritt eine negative Bissectrix aus; der Pleochroismus ist deutlich (*a* = lichtbläulichgrün, *c* und *b* = lichtgrünlichgelb).

4. Schwarze, dünnschiefrige Kalke und Echinodermenbreccien.

Unter den auf der Karte mit «Sgn» bezeichneten schwarzen Schiefen finden sich auch dichte, dünnschiefrige Kalke. Es sind mir solche vom *Scharboden* in *Lugnetz*, vom *Piz Terri*, von der *Ganna nera*, von *Val Rondadura*, westlich von *St. Maria* auf dem *Lukmanier* etc. bekannt geworden. Fast überall findet man in denselben Ueberreste von Echinodermen; die Schiefer vom *Piz Terri* enthalten ausserdem Korallen und die Kalkplatten in *Val Rondadura* sind bedeckt von Pentacrinitendurchschnitten. — Auf den Schichtflächen der homogenen, schwarzen Kalke bemerkt man überall silberweiss glänzende Schüppchen eines nach Härte und Sprödigkeit zu

den Sprödglimmern gehörenden Minerals. Vor dem Löthrohr werden dünne durchsichtige Blättchen desselben trübe, sind aber nicht schmelzbar.

Nach mikroskopischer Untersuchung bestehen diese Gesteine fast ausschliesslich aus Calcit, der mit fein vertheilter kohligter Substanz imprägnirt ist. Quarzkörner finden sich in geringer Anzahl. Als krystalline Neubildungen sind Zoisit-, Epidot- und Turmalinkrystalle zu betrachten, ferner ein brauner, stark pleochroitischer Biotit und der erwähnte Sprödglimmer. Letzterer zeigt bei hoher Lichtbrechung geringen Grad der Doppelbrechung. Er ist ganz erfüllt von kohligten Partikeln. Auf den basalen Blättchen tritt eine negative Bissectrix aus; der Winkel der optischen Axen ist klein. Leistenförmige Durchschnitte sind von positivem Charakter und zeigen eine Auslöschungsschiefe von circa 12° . Der vorliegende Sprödglimmer gehört demnach in die Gruppe des Clintonites.

In naher Beziehung zu diesen dichten Kalken stehen grobkörnigere Varietäten, welche grösstentheils als Echinodermenbreccien sich erweisen. In den verschiedensten Horizonten der Schiefermasse des *Scopi* sind derartige Schichten mannigfach entwickelt. Die beiden abgebildeten Fossilien: *Pentacrinus tuberculatus* Mill. und *Cardinia* (vgl. Taf. V, Fig. 8 und 9, ferner Cit. 156, p. 5), fanden sich in ähnlichen Gesteinen, welche in einer von der *Ganna nera* nach der Lukmanierstrasse herabgehenden «Ruefi» gefunden wurden.

Diese grobkörnigen Kalke sind dunkelgrau gefärbt, enthalten, makroskopisch erkennbar, Häute eines sericitischen Glimmers, Clintonit, ferner quadratische Zoisitsäulen, die oberflächlich aus dem Gesteine herauswittern und circa 2 mm. dick und 1 cm. lang werden. Ueberall trifft man Pyrit eingesprengt. Unter dem Mikroskop erkennt man zwischen den Calcitkörnern meist vereinzelt auftretende Quarzsplitter, Sericitfasern und Clintonitblättchen. Basale Blättchen von Clintonit zerfallen in Folge von Zwillingsbildung nach ∞P rosettenartig in sechs Subindividuen. Die Säulen von Zoisit sind sehr häufig skelettartig ausgebildet.

Die Echinodermenstructur der Kalkkörner ist in der Regel verwischt oder in Folge von Umkrystallisation zerstört. Häufig ist dieselbe in den centralen Partien der Körner erhalten, in den randlichen hingegen verschwunden. In der Regel bleiben die Gitter nur da erhalten, wo an Stelle des Kalkes kohlige Substanz oder opake Erze getreten waren. Einige wenige Gitter sind durchsichtig und zeigen die stahlblauen Interferenzfarben des Zoisits; wir haben also Pseudomorphosen von Zoisit nach dem Calcit der Echinodermengitter vor uns.

5. Schwarze Clintonit-Phyllite.

Dünnschiefrige, schwarze, kalkfreie Phyllite treffen wir zuerst unterhalb *Lewis* bei *Ilanz*, wo sie in einer Mächtigkeit von circa 300 m. normal über Röthidolomit liegen und gegen Norden von den Kalkphylliten und den schwarzen, feldspathführenden Chloritoid-Schiefern, welche die Masse des *Piz Mundaun* bilden, überlagert werden. Von hier weg lassen sich diese Schiefer in ununterbrochenem Zuge verfolgen durch *Obersaxen*,

längs des Westabhanges des *Piz Mundaun*, nach dem *Greinapass*, dem *Lago Retico* und der Gipfelregion des *Scopi*. An sehr vielen Stellen führen sie deutlich erhaltene Belemniten, welche sehr häufig in Stücke zerrissen und in die Länge gezogen sind. Durch reichlich vorhandene kohlige Substanzen sind die eigenthümlich glänzenden Schiefer tief schwarz gefärbt. Makroskopisch erkennt man auf den Schieferungsflächen Sericit-häute und durch die ganze Masse gleichmässig vertheilte, silberweiss glänzende Schüppchen, welche an den Clintonit der schwarzen Kalkschiefer erinnern. Bei einigen Varietäten (Nordwestabhang des *Scopi*) sammeln sich die kohligen Substanzen zu Knötchen an, genau so, wie wir es bei Thonschiefern in den ersten Stadien der Metamorphose am Granitcontact zu sehen gewöhnt sind.

Im Dünnschliff erscheinen die sämmtlichen Gemengtheile von der opaken kohligen Substanz imprägnirt. Dieselbe bildet lockere, russartige, staubförmige Massen ohne irgendwelche Andeutung krystalliner Structur. Das mittelst Flusssäure isolirte schwarze Pulver verbrennt leicht im *Bunsen'schen* Brenner; ebenso lässt sich die schwarze Masse durch Glühen im Dünnschliff leicht entfernen. Es ist wohl anzunehmen, dass jenes äusserste Glied des amorphen Kohlenstoffes von graphitähnlicher Zusammensetzung vorliegt, welches von *Inostranzeff*¹⁾ und *Sauer*²⁾ als Graphitoid bezeichnet worden ist. — Die übrigen Gemengtheile bilden eine sehr feinkörnige Masse, bestehend aus Muscovitschüppchen, splittrigen Quarz- und Feldspathkörnern. Calcit ist gelegentlich ebenfalls vorhanden. Ein Schwarm von Rutilmikrolithen ist durch das ganze Gestein verbreitet. Etwas grössere Dimensionen erreichen leistenförmige Durchschnitte eines positiv doppelbrechenden Chloritoides. Die Leisten desselben löschen circa 17° schief aus und sind deutlich pleochroitisch (indigoblau, wenn das Licht parallel der Längsausdehnung, lichtgelbgrün, wenn es senkrecht schwingt). Daneben tritt ein durchaus farbloser Sprödglimmer auf, welcher in seinen optischen Eigenschaften genau mit dem aus den Kalkschiefern beschriebenen Clintonit übereinstimmt. Zu diesen beiden Sprödglimmern gesellt sich in manchen Varietäten ein stark pleochroitischer Biotit. Schliesslich sind Zoisit und Turmalin, ferner Eisenglanz und Magnetit accessorisch vorhanden. Schwarze, dünnstiefrige Phyllite, welche in Val *Rondadura* mit den oben beschriebenen clintonitführenden Kalken in enger Verbindung auftreten, zeigen bereits höhere krystalline Ausbildung, als die Hauptmasse der bis jetzt beschriebenen Schiefer, indem in grosser Zahl bis 1 cm. lange und 5 mm. breite Clintonitblättchen einsprenglingsartig hervortreten. Im Dünnschliff machen sich besonders zahlreiche Einsprenglinge von Zoisit und Biotit bemerkbar.

Die quantitative Analyse eines schwarzen Schiefers vom *Scopi*-Gipfel (vgl. unten) zeigt, dass das Gestein sehr viel Eisencarbonate enthält, ferner ist der hohe Natron-Gehalt desselben bemerkenswerth.

¹⁾ Vgl. *Inostranzeff*. Ein neues äusserstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. N. J. 1880, I, p. 97—124.

²⁾ Vgl. *Sauer*. Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) in der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges. Z. d. g. G., Jahrg. 1885, p. 441.

6. Zoisit- und Granat-Phyllite.

Aus den Gesteinen der Gruppen 4 und 5 (schwarze Kalkschiefer und Chloritoid-Phyllite) entwickeln sich allmählig Varietäten, in welchen Einsprenglinge in Form grosser Krystalle auftreten, und zwar sind hauptsächlich einerseits Zoisit, anderseits Granat vertreten. Die Grundmasse wird dabei vorerst nur in geringem Masse verändert; die Gemengtheile derselben werden stellenweise gleichsam aufgezehrt und an deren Stelle treten Einsprenglinge, nicht als compacte Massen, sondern mannigfach durchbrochen von den Mineralien der Grundmasse, welche, ohne in ihrer Anordnung zu parallelen Lagen gestört zu werden, die eingesprengten Krystalle durchqueren. Häufig beobachtet man, dass die kohligen Partikel vorzugsweise in den Einsprenglingen, namentlich in Zoisit, sich ansammeln und in denselben so sehr überhand nehmen, dass die eingesprengten Krystalle nur als schwarze Flecken im Dünnschliff hervortreten. Es lässt sich ganz genau nachweisen, dass aus den kalkreichen Schiefern Phyllite mit porphyrtartig hervortretenden Zoisiten, aus den thonigen Schiefern solche mit grossen Granatkrystallen entstehen. Demgemäss unterscheiden wir in dieser Gruppe: a) Zoisitphyllite und b) Granatphyllite.

a) Zoisitphyllite: Charakteristisch für die Gruppe der Zoisitphyllite ist ein beträchtlicher Gehalt an Calcit. Ueberreste von Echinodermenstructur sind unter dem Mikroskope sehr häufig zu beobachten. Die Gesteine sind meist deutlich wellig schiefrig; auf den Schichtflächen wittern schwarze, bis 2,5 cm. lange und 5—10 mm. breite Stengel heraus, welche Andeutung von Spaltbarkeit parallel einer Längsrichtung und Querabsonderung erkennen lassen. Mit denselben sind ferner rundliche linsenförmige Körper vergesellschaftet.

Diese an der Oberfläche der Schiefer herauswitternden Linsen und Stengel sind bis jetzt noch nicht genau bestimmt worden; man hielt die ersteren für Granat, die letzteren für Staurolith ¹⁾. *Charpentier* glaubte Couseranit in ihnen zu erkennen. *Marignac* ²⁾ hat losgelöste Prismen und Linsen analysirt und folgende Zahlen gefunden:

	Linsen:	Prismen:
SiO ²	53,09	40,07
Al ² O ³	19,45	22,05
Fe ² O ³	5,93	5,66
CaO	10,95	22,29
MgO	1,03	1,20
H ² O	6,06	8,89
Verlust	3,49	—
	100,00	100,16

Da aber jedenfalls nicht reine Mineralien untersucht worden sind, so gibt das Resultat der Analysen keine genauern Aufschlüsse über die Natur dieser Gebilde; man erkennt

¹⁾ *Studer*, Cit. 23, Bd. I, p. 375.

²⁾ *E. Favre*. Revue géol. Suisse pour l'année 1872, p. 13. Arch. des sciences, Genève 1873; ferner *Fritsch* in Cit. 71, p. 127.

blos, dass Kalk-Thonerde-Silikate vorhanden sind. Neuerdings macht Bonney (Cit. 155, p. 233) sehr detaillirte Angaben über die Eigenschaften dieser Körper, ohne jedoch zu sicherem Resultat zu gelangen. Die optische Untersuchung der Linsen und Stengel führte zu dem Schlusse, dass in beiden Fällen Zoisit vorliegt¹⁾. Mit diesem Befunde stimmt die Analyse der Stengel verhältnissmässig gut überein, die Thonerde ist um 5% zu niedrig, Eisenoxyd um 3%, und Wasser um 6% zu hoch, im Vergleich mit dem Zoisit von *Gefrees* z. B.

Das Resultat meiner Untersuchung ist folgendes: In ganz dünnen Schliffen erkennt man, dass ein farbloses, von Graphitoid vollständig erfülltes Mineral von geringer Doppelbrechung und starker Lichtbrechung vorliegt. Die Leisten zeigen Spaltrisse parallel der Längsausdehnung, ferner Querabsonderung nach einer Richtung, welche schief zu ihrer Längsausdehnung liegt. — Schliffe parallel der Breitseite der Leisten sind sehr schwach doppelbrechend; die Axe kleinerer Elasticität liegt parallel der Längsrichtung. Auf dieser Fläche tritt eine spitze Bissectrix aus, und zwar liegt die Axenebene senkrecht zur Längsaxe; die Dispersion ist deutlich $\varrho > v$. Schliffe parallel der Schmalseite sind stärker doppelbrechend; die Längsrichtung entspricht hier der Axe grösserer Elasticität. Das Zonensymbol der Längsaxe der Stengel ist also \pm . — In Schliffen senkrecht zur Längsausdehnung ist die Doppelbrechung am stärksten; die Axe grösserer Elasticität liegt parallel der längern Seite der rechteckigen Durchschnitte. Deutliche Spaltrisse verlaufen parallel der kürzern Seite derselben. — Nach diesen Beobachtungen kann das fragliche Mineral nur Zoisit sein, und zwar entspricht die Breitseite der Stengel dem Makropinakoid, die schmale Seite dem Brachypinakoid.

Eine analoge Untersuchung der linsenförmigen Körper führte zu demselben Resultat. Die Linsen sind ebenfalls parallel dem Orthopinakoid abgeplattete, unvollkommen ausgebildete Krystalle von Zoisit.

Im Dünnschliff zeigen die Zoisitphyllite eine feinkörnige, oft wellig faserige Grundmasse, welche im Wesentlichen aus Calcit, Sericit und Quarz besteht. Graphitoid, Rutil und opake Erze sind gleichmässig in derselben vertheilt. Unter den Einsprenglingen tritt besonders der Zoisit hervor. Wo derselbe noch nicht in den beschriebenen, grossen Krystallen auftritt, bildet er durch Interpositionen etwas getrübe, farblose, quergegliederte Stengel, welche beliebig zur Schieferung des Gesteines orientirt sind. Die Krystalle sind meist von einer Zone grobkörnigen Quarzes umgeben. Das Zonensymbol der Längsaxe ist \pm ; es treten die charakteristischen stahlblauen Interferenzfarben auf. Auf einigen Leisten tritt eine spitze Bissectrix aus. Der Axenwinkel ist gross; doch sind in Luft beide Axen wahrnehmbar, mit äusserst kräftiger Dispersion $\varrho > v$. Die grossen Zoisiteinsprenglinge sind derart von opaken Substanzen und Grundmasse-Gemengtheilen erfüllt, dass kaum irgendwelche optische Bestimmungen an denselben gemacht werden können. An den Rändern lösen sich die Zoisite immer mehr in einzelne Stücke auf, so dass die Krystalle gleichsam in der Grundmasse (vgl. Photographie Nr. 5) zerfliessen.

¹⁾ Meine Angaben in Cit. 137 sind also ebenfalls zu berichtigen.

Neben Zoisit sind als Einsprenglinge Biotit und Clintonit in grosser Zahl vorhanden.

Ein Zoisit-Phyllit von *St. Maria* wurde quantitativ analysirt. Der gleichmässig hohe Gehalt an Kalk und Thonerde erklärt sich durch die grosse Menge mikroskopischen Zoisites (vgl. unten.)

Namentlich auf der *Ganna nera* und auf der Höhe des *Nufenenpasses* enthalten diese Zoisitphyllite viele Belemniten, welche meist marmorisirt, aber doch noch recht gut erhalten sind. Auf Blöcken der von der *Ganna nera* zur *Lukmanierstrasse* hernieder gehenden «Ruefi» beobachtete ich zwei eigenthümliche Querschnitte von Belemniten. Spitze und Alveole ist bei beiden erhalten. Bei dem ersten sind beide Alveolenränder gleichmässig verbogen, bei dem andern bleibt der eine Alveolenrand gerade, während der andere höchst sonderbar sich emporkrümmt. Diese Deformationen, welche nicht das ganze Gestein gleichmässig betreffen, wie es bei Zerreissung von Belemniten der Fall ist, sondern nur auf gewisse Stellen beschränkt sind, können als die Folge von Bewegungen erklärt werden, wie sie bei der Umkrystallisation der Gesteinsmasse eintreten mussten.

b) Granatphyllite: Als Granatphyllite werden schwarze, glänzende Schiefer bezeichnet, welche durch Granatkörner verursachte knotenartige Anschwellungen, meist aber deutlich entwickelte, rothbraune, bis 1 cm. grosse Granat-Rhombendodekaeder enthalten. In schöner Ausbildung finden sich diese Schiefer auf der Passhöhe des *Nufenen* und bei *Piora*. Mit den vorher geschilderten Zoisit-Phylliten und den im Folgenden zu beschreibenden Hornfelsen sind diese Granatphyllite enge verbunden; es ist wohl möglich, an ein und demselben grossen Blocke alle drei Varietäten zugleich zu sammeln¹⁾. Die Granaten wittern häufig an der Oberfläche der Schichten frei heraus. Die Substanz derselben ist meist völlig rein. Ich fertigte aus einem solchen Granat vom *Nufenenpasse* ein Prisma an und bestimmte Brechungsexponent und Dispersion. Es ergaben sich folgende Zahlen:

n für Li	1,7958
> > Na	1,8017
> > Th	1,8062

Die gefundenen Werthe stimmen mit den von *Osann*²⁾ vom Almandin von *Cabo de Gata* mitgetheilten Daten überein. Bei fast allen diesen grossen Granatkrystallen beobachtet man sowohl makroskopisch, namentlich aber auch im Dünnschliff deutliche Spaltrisse nach einer Richtung. Es stellt sich heraus, dass diese Richtung unabhängig von der krystallographischen Orientirung immer annähernd senkrecht zur Schieferungs-

¹⁾ *F. Stappf* (Cit. 88, p. 51) hebt hervor, dass auf dem Nufenen die Belemniten niemals in den granatführenden Schiefen sich finden; er hält desshalb das jurassische Alter derselben für unerwiesen und möchte sie mit den schwarzen Schiefen der Oberalpstrasse parallelisiren, welche letztere er für carbonisch hält. In Anbetracht der äusserst innigen Verbindung der petrefaktenführenden Zoisitphyllite mit den Granatphylliten erscheint eine solche Annahme durchaus unnatürlich.

²⁾ *Osann*. Ueber cordieritführenden Andesit vom Hoyazo (*Cabo de Gata*). Zeitschrift der geol. Gesellschaft, 1888, p. 703.

ebene des Gesteines steht, wir haben also eine nachträglich entstandene Druckklüftung vor uns.

Die Grundmasse dieser Schiefer ist sehr reich an kohligen Partikeln und Magnetitkörnern; sie besteht im Wesentlichen aus Quarz, Muscovit und Feldspath; eingesprengt finden sich Krystalle von Biotit, Zoisit, Epidot, Disthen, blaugrünem Chloritoid, Turmalin und Rutil. Die grossen Granaten sind meist von einer Zone körnigen Quarzes und Muscovitfasern umgeben; sie sind gewöhnlich stark zertrümmert und nur in den randlichen Partien mit Graphitoid imprägnirt.

7. Granat-Zoisit-Hornfelse.

Als das letzte Stadium krystalliner Entwicklung der schwarzen Bündnerschiefer haben wir dichte, bläulich-schwarze, äusserst zähe, meist durchaus massig ausgebildete Gesteine zu betrachten, welche sehr viele Analogien mit den Hornfelsen von Granitcontactzonen zeigen und auch mit demselben Namen belegt werden mögen, ohne dass aber dadurch auch gleiche Art ihrer Entstehung angenommen werden soll. Der grösste Theil dieser Gesteine enthält rundliche, auf Bruchflächen schwarz glänzende Granaten, 5 mm. bis 1 cm. im Querschnitt messend. Dieselben wittern nicht, wie bei den oben beschriebenen Schiefen, aus dem Gesteine frei heraus, sondern bilden, überzogen von Theilen der sericitischen Grundmasse, knotige Anschwellungen an der Oberfläche des Gesteines. Einige Varietäten enthalten schwarz-glänzenden Biotit, dessen scharf umgrenzte Blättchen beliebig im Gestein orientirt sind. Zoisit ist makroskopisch nur selten wahrnehmbar. Gelegentlich enthalten diese Gesteine auch Quarzknauer.

Unter dem Mikroskop zeigt die äusserst feinkörnige Grundmasse immer Parallelstructur, und zwar ist die Schieferung meist ebenflächig, seltener verworren, flaserig oder mannigfach gefältelt. Graphitoidschüppchen und opake Erze sind es hauptsächlich, welche die Richtung der Faserung bestimmen. Die übrigen Gemengtheile der Grundmasse sind Quarz, Sericit, Rutil und Feldspath. Letzterer bildet oft grössere, mannigfach unterbrochene Complexe; er stellt gleichsam die Matrix dar, in welcher die übrigen Mineralien eingesprengt sind. Manchmal zeigt er Zwillingsstreifung. Je dichter die Grundmasse der Hornfelse entwickelt ist, um so grösser ist ihr Gehalt an Feldspath. Die Art des Auftretens vom Feldspath erinnert vollkommen an contact-metamorphe Hornfelse. In den meisten Varietäten sind auch in wechselnden Mengen Calcitkörner vorhanden.

Die Einsprenglinge sind ganz regellos in der parallel struirten Grundmasse eingebettet. Vor Allem treten die Granaten hervor; die einzelnen Körner bilden aber nicht eine compacte Masse, sondern sie sind erfüllt von den Grundmassegemengtheilen. Letztere setzen in parallelen Zügen quer durch die Granaten hindurch, so dass dieselben eigentlich nur maschenförmige Gewebe darstellen (vergl. Photographie Nr. 6). Die Granat-substanz ist immer vollständig isotrop. Skeletartig ausgebildete Säulen von Zoisit liegen kreuz und quer zur Schieferung; häufig beobachtet man eine Stauung der Grund-

massegemengtheile in der Nähe dieser eingesprengten Säulen. Sehr verbreitet finden sich unregelmässig begrenzte Blättchen eines optisch einaxigen, braunen Biotites. Charakteristisch ist der starke Pleochroismus desselben (lichtstrohgelb, dunkelrothbraun). In nur wenigen Schliffen wurde auch Staurolith aufgefunden; ferner treten gelegentlich grössere, graphitoidführende Blättchen eines lichtgrünen, positiv doppelbrechenden Chloritoides auf. Das parallel *a* schwingende Licht ist von blaugrüner Farbe; die Auslöschungsschiefe der Leisten beträgt circa 10°. Die charakteristischen accessorischen Gemengtheile, Turmalin und Rutil, sind zahlreich vorhanden.

In einem vom *Scopi* stammenden Hornfelse fanden sich grössere Calcitkörner, in welchen die Gitterstruktur der Echinodermen noch erhalten ist.

Eine besondere Abart dieser Hornfelse, den Uebergang zu den im folgenden Abschnitt zu beschreibenden quarzreichen Glimmerschiefern vermittelnd, fand ich in einem Bachtobel zwischen *Val Canaria* und *Alpe Pontino*. Das Gestein ist sehr deutlich geschichtet, arm an Graphitoid und sehr quarzreich. Der Granat tritt in Form brauner, feinkörniger Lagen auf; die Schieferungsebenen sind bedeckt von Biotit- und Muscovitlagen. Unter dem Mikroskope bildet der Granat anastomosirende Bänder rissiger, mit kohligen Partikeln erfüllter Körner, welche gelegentlich anomale Doppelbrechung zeigen (vgl. Photographie Nr. 7).

Von den beschriebenen Hornfelsen wurden durch Dr. *Scheid* in Freiburg i/B. drei aus der Gegend von *Piora* stammende Varietäten analysirt (vgl. unten). Es zeigt sich, dass die Hornfelse in ihrer Zusammensetzung bedeutend variiren. Die eine Varietät ist recht reich an Carbonaten, während die beiden andern keinen kohlensauren Kalk enthalten, dagegen aber einen höhern Procentsatz an Thonerde aufweisen, was auf reichlich vorhandenen Feldspath hinweist.

Dass in den hornfelsartig entwickelten, schwarzen Bündnerschiefern mit Ausnahme der ganz vereinzelt constatirten Echinodermenresten noch niemals Petrefakten gefunden worden sind, ist bei der hochkrystallinen Umwandlung derselben durchaus naturgemäss. Das Hauptverbreitungsgebiet der Hornfelse ist *Val Canaria*, ferner *Val Piora*, namentlich zwischen *Lago Cadagno* und *Lago Ritom*; ferner finden sie sich in weiter Verbreitung im *Scopigebiet*, an der *Lukmanierstrasse* zwischen *Monte Camperio* und *Piano di Segno*, an der *Ganna nera*, mit belemnitenführenden Zoisitschiefern wechsellagernd etc. Ueberall sind mit ihnen die im Folgenden zu beschreibenden graphitoidfreien Glimmerschiefer auf's Engste vergesellschaftet.

8. Graphitoidfreie Glimmerschiefer.

Die zu der Gruppe der <graphitoidfreien Glimmerschiefer> gehörenden Gesteine sind durch hochkrystalline Entwicklung ausgezeichnet. Dass dieselben mit den Graphitoidphylliten, deren jurassisches Alter durch Funde von Petrefakten bewiesen ist, gleichalterig sind, folgt nothgedrungen aus der Thatsache, dass beide Felsarten, oft in wenig Meter mächtigen Schichten, mit einander wechsellagern. Nach der mineralogischen Zusammensetzung lassen sich drei, durch mannigfache Uebergänge mit einander ver-

bundene Gruppen unterscheiden: a) Quarzfreie Glimmerschiefer; b) Quarzführende Glimmerschiefer; c) Staurolithglimmerschiefer.

a) Die quarzfreien Glimmerschiefer¹⁾ sind grob- bis feinblättrige, grau-grüne Schiefer mit meist ebener, seltener feinwelliger Schieferungsfläche. Zickzackartig gefaltete Schiefer sind sehr schön an der Lukmanierstrasse bei *Monte Camperio* entwickelt. In allen Varietäten ist ein äusserst feinblättriger, grauer Glimmer enthalten, der beim Anschlagen des Gesteines ein feines Pulver liefert. In Form länglicher Aggregate tritt ferner ein dunkelgrüner, lebhaft glänzender Glimmer auf. Die Zahl und Grösse dieser Aggregate ist in den einzelnen Handstücken sehr verschieden, indem der grüne Glimmer einerseits feine Knötchen, eingestreut in die Masse des grauen Glimmers, anderseits dicht gedrängte Flasern, welche circa 3 mm. breit und über 1 cm. lang werden, bildet. Die Längsausdehnung der Aggregate ist meist der Schieferungsrichtung parallel; die einzelnen Blättchen hingegen stehen häufig schief oder senkrecht zur Schieferungsebene. Losgelöste Spaltblättchen zeigen nicht die Elasticität des gewöhnlichen Glimmers, sondern sind gemein biegsam wie Chlorit.²⁾ Bemerkenswerth ist es, dass Quarz als normaler Gemengtheil des Gesteines nicht vertreten ist, er erscheint gelegentlich in Form von Knauern und Linsen, welche der Schieferung des Gesteines parallel liegen. Häufig werden diese Ausscheidungen von Disthenleisten und bräunlichem Calcit begleitet.

Unter dem Mikroskope tritt der farblose Glimmer in Form kleiner, rundlich begrenzter Blättchen auf. Er ist optisch zweiaxig. Der Axenwinkel schwankt innerhalb weiter Grenzen. Die Doppelbrechung ist immer negativ. Die Individuen des grünen Glimmers erreichen stets grössere Dimensionen; es herrscht im Dünnschliff die Leistenform; niemals ist eine Andeutung von sechsseitiger Begrenzung wahrzunehmen. Der Pleochroismus ist sehr stark; das parallel den Spaltrissen schwingende Licht ist grünlich-schwarz bis graugelb, das senkrecht zu denselben schwingende Licht graugrün, strohgelb oder farblos. Der optische Axenwinkel ist sehr klein. Beide Glimmer wurden von *Grubenmann* isolirt und analysirt; der farblose erwies sich als ein Na-haltiger Margarit, der grüne als ein Meroxen. Bei mikrochemischer Prüfung erhielt ich diesen Angaben entsprechende Resultate.

In den Varietäten, welche besonders reich an grünem Glimmer sind, finden sich, parallel mit den Glimmerblättchen gelagert, Stengel von Disthen. Dieselben sind stark lichtbrechend, farblos und zeigen deutliche Spaltrisse parallel der Längsausdehnung, sowie unregelmässig verlaufende Querklüfte, welche in grosser Zahl am Rande der Leisten ansetzen, aber nicht durch den Krystall hindurchgehen — es sind Gleitflächen nach o P. Alle Leisten sind von optisch positivem Charakter. Durchschnitte, welche 30° schief auslöschen, also parallel $\infty P \infty$ gehen, zeigen die Interferenzfarben

¹⁾ Diese Gesteine wurden von *Grubenmann* (Cit. 146, p. 6 u. ff.) genau untersucht und als „Zweiglimmerige (sog. disthenführende) Schiefer“ bezeichnet.

²⁾ Da der Glimmer nach der chemischen Analyse von *Grubenmann* (Cit. 146) ein Meroxen ist, so verdient diese Eigenschaft besonders hervorgehoben zu werden.

I. Ordnung und lassen den Austritt einer negativen Bissectrix erkennen. Der Axenwinkel ist sehr gross und nur mit einem System von grosser Apertur in Oel zu übersehen. Die Dispersion um a ist schwach $\rho > v$. Durchschnitte hingegen, welche nur wenige Grad schief auslöschen, also parallel $\infty P \propto$ gehen, zeigen Interferenzfarben höherer Ordnung. Polysynthetische Zwillinge mit $\infty P \propto$ als Verwachsungsebene sind häufig.

In den Handstücken in welchen der grüne Glimmer, sowie der stets mit demselben vergesellschaftete Disthen zurücktreten, findet sich reichlich Epidot in Form von farblosen oder schwach gelblichgrün gefärbten Leisten, die stets in ihren medianen Partien durch staubförmige Interpositionen getrübt sind. Die Säulen sind beliebig zur Schieferung des Gesteines orientirt. Die nach der b -Axe verlängerten Individuen zeigen Spalt-
risse nach oP und löschen parallel aus; ihr optischer Charakter ist \pm . Ein Theil der Durchschnitte zeigt den Austritt einer negativen, spitzen Bissectrix. Die Dispersion ist $\rho > v$. Der Pleochroismus ist deutlich; die Farbentöne wechseln zwischen farblos und gelblichgrün. Einzelne Krystalle erscheinen gelblichgrün, wenn das Licht parallel der Längsaxe, andere hingegen, wenn es senkrecht dazu schwingt. Im ersten Falle nähert sich die Schnittlage dem Orthopinakoid, im zweiten hingegen der Basis. Die Absorption ist $c > b > a$.

In genau gleicher Ausbildung wie in den schwarzen Chloritoidphylliten tritt auch hier Zoisit auf, häufig neben Epidot, oder denselben vertretend.

In Betreff des Auftretens von Epidot, resp. Zoisit einerseits und Disthen andererseits beobachtet man, dass der Disthen sich vorzugsweise mit dem grünen Glimmer vergesellschaftet; die Leisten liegen meist in der Schieferungsebene; Epidot hingegen herrscht hauptsächlich in den margaritreichen Varietäten; die Krystalle desselben sind beliebig zur Schieferungsrichtung orientirt.

Skeletartig ausgebildete Staurolithkrystalle werden gelegentlich beobachtet, sind jedoch nicht sehr häufig.

Scharf ausgebildete, hemimorphe Kryställchen von Turmalin, ferner gelbbraune Körner und Krystalle von Rutil sind zahlreich vorhanden. Längliche Magnetitkörner ordnen sich zu parallel der Schieferung verlaufenden Zügen an. Grosse Blättchen von grünem Glimmer stellen sich häufig quer zu denselben; sie werden von den Magnetitschnüren durchsetzt, wobei letztere aber eine Ablenkung erfahren (vgl. Photographie Nr. 8).

Die besprochenen Glimmerschiefer bilden schichtförmige Lager zwischen den schwarzen Phylliten; sie sind auf dem *Nufenenpass*, im *Val Canaria*, ferner im *Scopi-Gebiet* weit verbreitet und lassen sich in gleicher Ausbildung gegen Osten bis ins *Val Luzzone* verfolgen.

Zwischen diesen vollkrystallinen Glimmerschiefern und scheinbar dichten, thonigen Schiefen sind eine ganze Reihe von Uebergängen vorhanden. So finden sich z. B. in der Juramulde der *Furka* bei *Ulrichen* im oberen Rhonethale an der Basis des Malm dichte, dünnplattige, fettglänzende Schiefer, welche von Schnüren von Biotit und

smaragdgrünem Glimmer durchzogen sind. Nach mikroskopischem Befunde tritt Biotit als Einsprengling auf. In der Grundmasse herrscht lichtgrüner Chlorit und ein farbloser Glimmer, ferner finden sich grössere Partien von Plagioklas und viele Mikrolithe von Epidot, Turmalin, Rutil und Magnetit.

Ganz ähnlich ausgebildet sind die jurassischen Schiefer, welche in Form einer spitzen Mulde bei *Curaglia* das Thal des Mittelrheines durchqueren. Es stellen dieselben unter dem Mikroskope eine feinkörnige Masse dar, bestehend aus feinen Schüppchen eines sericitischen Glimmers, Chlorit, Calcit und Plagioklas. Längliche Magnetitkörner ordnen sich zu parallelen Zügen an. Mikrolithe von Epidot, Turmalin und Rutil sind verbreitet.

In einigen mit den eben beschriebenen grünen Schiefen verwandten Gesteinen, welche ich auf dem *Nufenenpass* und am Nordwestabhang des *Scopi* sammelte, tritt an Stelle des grünen Glimmers ein brauner Biotit. Mikroskopische Zoisiteinsprenglinge sind in grosser Menge vorhanden. Die Grundmasse enthält neben Margarit einen feinfaserigen, lichtgrünen Sericit und Calcitkörner; ferner erkennt man grössere Partien von Feldspath, welcher gelegentlich Zwillingstreifung zeigt.

b) Quarzführende Glimmerschiefer. Eine viel grössere Mannigfaltigkeit in Beziehung auf mineralogische Zusammensetzung als bei den quarzfreien Glimmerschiefern finden wir bei den quarzhaltigen Schiefen. Beide Typen sind aber räumlich innig mit einander verbunden. Es wird die Aufgabe genauerer Detail-Untersuchungen sein, festzustellen, wie sich diese Schiefer zu den ganz ähnlich ausgebildeten Gesteinen verhalten, welche man als Tremolaschiefer bezeichnet hat und die bis jetzt nicht mit den Bündnerschiefern vereinigt worden sind.¹⁾

Licht graugrüne, seidenglänzende, quarzhaltige Granatglimmerschiefer von *Piora* und vom *Scopi* enthalten braunrothe Granaten in Form von circa $\frac{1}{2}$ cm. grossen Rhomboëdern. Auch diese Gesteine sind reich an Zoisit und führen an Stelle des grünen Glimmers braunen Biotit. Die Granaten sind so sehr von Einschlüssen erfüllt, dass die isotrope Substanz ein Netzwerk bildet, in welchem rundliche Quarzkörner, Zoisitleisten, Turmalinkrystalle, sowie Magnetit- und Rutilkörner kreuz und quer liegen.

Herr Prof. *L. Duparc* in Genf hatte die Freundlichkeit, diesen Granatglimmerschiefer zu analysiren; das Resultat der Analyse wird unten mitgetheilt werden.

Quarzreiche Disthenschiefer finden sich im Profil zwischen *Lago Ritom* und *Lago Tom* in *Piora*. In einer gleichkörnigen Masse von grünem Glimmer und Quarz treffen wir Disthenleisten eingesprengt, welche bis 3 cm. lang und 5 mm. breit werden. Diese Disthene erscheinen im Dünnschliff erfüllt von Quarzkörnern.

In der *Val Canaria* treffen wir in mehrfacher Wechsellagerung mit grünen Glimmerschiefern und schwarzen Hornfelsen höchst mannigfaltig ausgebildete Gesteine, welche

¹⁾ Vgl. Cit. 133. Bl. V.

Büschel von dunkelgrünem Strahlstein enthalten. Diese Hornblende tritt im Dünnschliff in Form unregelmässig begrenzter Leisten von lückenhaftem Wachsthum auf. Die Schiefe der Auslöschung beträgt circa 15°. Der Pleochroismus ist sehr kräftig; es wurde bestimmt: a = lichtgrün, b = olivengrün, c = dunkelblaugrün; die Absorption ist demnach $c > b > a$. Manche dieser Strahlsteinschiefer sind fast ganz frei von Glimmermineralien. Aehnliche Typen fand ich an der *Lukmanierstrasse* bei *Monte Camperio*.

Besonders bemerkenswerth durch seinen Mineralreichthum ist ein aus *Val Canaria* stammendes Gestein, welches Granaten in Form scharfkantiger Rhombendodekaeder, die bis 2 cm. gross werden, ferner breite Bündel von Strahlstein und Quarzschnüre enthält. Die Grundmasse besteht nach makroskopischem Befunde aus Quarz, einem blättrigen, schwarzen und einem farblosen, feinschuppigen Glimmer. Von dem Granate dieses Gesteines fertigte ich ein Prisma an und fand für Brechungsexponent und Dispersion folgende Werthe:

n	für	Li	= 1,7618
>	>	Na	= 1,7671
>	>	Th	= 1,7723

In Beziehung auf n_{na} stimmt dieser Granat genau mit dem rothen Almandin vom *Zillerthal* überein. ¹⁾

Die Zahl der makroskopisch erkennbaren Mineralien (Granat, Strahlstein, Quarz, Biotit und feinschuppiger, farbloser Glimmer [Margarit]) wird bei mikroskopischer Untersuchung noch bedeutend erhöht; es treten hinzu Staurolith in Zwillingen nach $\frac{3}{2}P \frac{3}{2}$, Plagioklas, Muscovit, Disthen, Epidot, Zoisit, Turmalin, Magnetit und Rutil.

Quarzreiche, hornblendefreie Varietäten dieser Quarzglimmerschiefer unterscheiden sich nur durch das Fehlen von Graphitoid von gewissen Hornfelsen, mit denen sie also, wie bereits oben erwähnt, auch genetisch verknüpft sind.

c) Staurolith-Glimmerschiefer. — Prachtvolle Staurolith-Glimmerschiefer finden sich in der Mulde von *Piora*, und zwar etwas unterhalb der Capelle von *S. Carlo* ²⁾ über der Nordostecke des *Lago Ritom*; ferner sind diese schönen Gesteine am Südabhang des *Scopi* weit verbreitet, von wo Bonney sie ebenfalls erwähnt ³⁾. Auf den Schichtflächen der grünlichgrauen, seideglänzenden Schiefer wittern bis 3 cm. lange, gelblichbraune Staurolithkrystalle — meist Durchkreuzungszwillinge nach $\frac{3}{2}P \frac{3}{2}$ ⁴⁾ — ferner erbsen- bis haselnussgrosse, rothbraune Granatrhombedodekaeder heraus. Im Dünnschliff erkennt man, dass diese beiden Mineralien erfüllt

¹⁾ Vgl. *H. Rosenbusch*, Mikroskopische Physiographie, Bd. I, p. 260.

²⁾ Vgl. *Lasaulx* in *Tschermak*, Petrographische Mittheilungen, 1872, p. 177, ferner *Cit.* 156, p. 6, und *Hintze*, Handbuch der Mineralogie, III. Lief., p. 424.

³⁾ *Cit.* 155, p. 226.

⁴⁾ Das Auftreten von Staurolithzwillingen in den Schiefen von *Piora* ist hervorzuheben, da *Hintze* in seinem Handbuch der Mineralogie bemerkt, es seien daselbst noch keine Zwillinge beobachtet worden.

sind von Einschlüssen sämtlicher Bestandtheile der Grundmasse. Letztere besteht hauptsächlich aus feinblättrigem Muscovit; sie enthält ferner unregelmässig begrenzte Partien von wasserhellem Feldspath in einheitlichen Individuen und polysynthetischen Zwillingen. Säulenförmige Epidotkrystalle und Turmaline liegen kreuz und quer zur Schieferung des Gesteines. Magnetit und Rutil sind charakteristische accessorische Gemengtheile.

9. Quarzite.

Quarzitische Einlagerungen sind in den Bündnerschiefern weit verbreitet (*Sgs* der Karte). Einzelne Bänke lassen sich auf weite Strecken verfolgen.

Bei *Lunschania*, im *Petersthal*, finden sich concordant den grauen Schiefern hellgelbe quarzitische Bänke eingelagert. Das Gestein gleicht äusserlich einem feinkörnigen Muscovitgneiss ¹⁾. Die Hauptmasse desselben besteht nach mikroskopischer Untersuchung aus splittrigen Quarzkörnern, zwischen welchen Sericitfasern sich hindurchwinden; grössere Blättchen von Muscovit treten vereinzelt auf. Recht verbreitet sind unregelmässig begrenzte Körner von Feldspath; dieselben sind meist noch ganz frisch und zeigen in seltenen Fällen Zwillingstreifung (Albit?). Die Carbonate sind in Form scharf begrenzter rhomboëdrischer Krystalle durch das ganze Gestein verbreitet. Dieselben erwiesen sich, nach der *Link'schen* Methode geprüft, als Dolomit ²⁾. Accessorisch treten Magneteisen, Zircon und Rutil auf.

Es dürfte schwer halten, das vorliegende Gestein auch nach mikroskopischer Prüfung von gewissen krystallinen Gesteinen der Centralmasse zu unterscheiden, dasselbe ist offenbar aus einem mit den Bündnerschiefern gleichalterigen thonigen Sandstein hervorgegangen.

Südlich vom *Lago Retico* gegen *Campo* werden die schwarzen Bündnerschiefer ebenfalls von quarzitischen Gesteinen begleitet. Einige derselben bestehen nach mikroskopischer Untersuchung aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und wasserhellem Plagioklas, Sericit und grünlichem Glimmer.

In hellgelben, feinkörnigen Quarziten der *Ganna nera* finden sich reichlich unregelmässig begrenzte, ganz beliebig orientirte, bis 1 cm. lange Strahlsteinkrystalle von intensiv grüner Farbe eingesprengt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus splittrigen Quarzkörnern; sehr verbreitet ist ferner fast farbloser Epidot, in Körnern und unvollkommen ausgebildeten, nach der *b*-Axe verlängerten Krystallen. Splitter des Strahlsteines wurden chemisch untersucht. Er enthält hauptsächlich

¹⁾ Anfang October 1891 hatte ich Gelegenheit, unter der Führung von Prof. *Pumpelly* und Dr. *Wolff* die Green Mountains Mass. U. S. A. zu besuchen. In dem stark gefalteten Gebirge liegen über Granit cambrische Olonellus-Quarzite. Wir konnten alle Uebergänge von normalem feinkörnigem Quarzit zu gneissartigen Gesteinen verfolgen. Diese letzteren sind von den hier beschriebenen Gesteinen aus den Bündnerschiefern nicht zu unterscheiden.

²⁾ Vgl. *G. Link*, geognost.-petrogr. Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Abhandlungen zur geol. Special-Karte von Elsass-Lothringen, III. 1, p. 17.

Eisen und Magnesia; die Prüfung auf Thonerde, nach der *Behrens'schen* Methode ¹⁾, ergab ein negatives Resultat. Unter dem Mikroskop zeigen die Leisten Spaltrisse parallel der Längsausdehnung und Querabsonderung. Sie faserförmig an den Enden aus und erscheinen in Folge lückenhaften Wachstums meist skeletartig bis netzförmig, indem sie von Quarz vielfach durchbrochen werden (vgl. Photographie Nr. 9). Der Pleochroismus ist kräftig (*c* blaugrün, *b* und *a* gelbgrün bis grünlichgelb); die Absorption ist $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe von *c* zu *a* in klinopinakoidalen Schnitten beträgt bis zu 20°. In Form von Körnern sind ferner Carbonate reichlich verbreitet; nach der *Link'schen* Methode geprüft erwiesen sich dieselben als dolomitisch. Das Gestein ist als ein Strahlsteinquarzit zu bezeichnen.

Innerhalb des Systems hochkrystalliner Bündnerschiefer in der Gegend von *Piora* sind quarzitisches Einlagerungen sehr verbreitet. Die Entstehung derselben ist oft auf nachträgliche Infiltration zurückzuführen. So beobachtet man innerhalb des Staurolithschiefers von *S. Carlo* bis metermächtige Bänke meist feinkörniger, seltener auch grobkörniger Quarzite. Der Quarz zeigt in letzterem Falle deutlich die Rhomboëdergestalt des Dolomites. Wir haben eine auf metermächtige Schichten sich ausdehnende Pseudomorphosenbildung von Quarz nach Dolomit vor uns! ²⁾

Die feinkörnigen Quarzite, welche wir z. B. in dem prachtvollen Profile von dem *Ritom-See* nach dem *Lago di Tom* finden, sind linear gestreckt und enthalten dünne Muscovit-Lagen. Quarzite, welche ich oberhalb des *Hotels von Piora* im Hangenden der Rauchwacke fand, sind ausgezeichnet durch ihren Gehalt an Calcit, Epidot, Turmalin und Rutil.

10. Chemische Analysen von grauen und schwarzen Bündnerschiefern.

Im Folgenden sind einige quantitative, chemische Analysen von schwarzen und grauen Bündnerschiefern zusammengestellt. Die Analysen Nr. 1, 2, 3, 4 und 5 wurden im Auftrag der geologischen Commission der Schweiz von Herrn Dr. Scheid, Gerichtschemiker in Freiburg i./B., ausgeführt, die Analyse Nr. 7 verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Professor *L. Duparc*, aus Genf, Nr. 6 und Nr. 8 sind der Arbeit von *U. Grubenmann* (Cit. 146) entnommen.

- Nr. 1. Dünnpaltiger, schwarzer Chloritoidphyllit der Gipfelregion des *Scopi*.
- Nr. 2. Zoisitphyllit von *Sta. Maria (Lukmanier)*.
- Nr. 3, 4, 5 und 6. Granathornfelse von *Piora*.
- Nr. 7. Quarzhaltiger Granatglimmerschiefer von *Piora*.
- Nr. 8. Disthenführender, zweiglimmeriger Schiefer von *Piora*.

¹⁾ Vgl. *Th. H. Behrens*, mikrochemische Methoden zur Mineralanalyse. Amsterdam, 1881.

²⁾ Vgl. Cit. 156, p. 6.

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8
SiO ²	47,63	43,08	40,08	52,91	62,19	72,24	67,96	39,98
TiO ²	—	} 2,25	—	3,40	2,47	3,01	—	2,30
ZrO ²	—		—	2,75	0,20	—	—	—
Al ² O ³	16,11	15,05	10,42	18,68	15,31	11,79	18,80	26,20
Fe ² O ³	2,54	3,53	4,61	9,10	10,84	2,99	1,28	3,54
FeO	6,85	3,60	3,57	2,42	2,03	1,74	2,32	3,80
CaO	3,58	16,04	19,48	3,02	1,44	4,06	1,91	4,01
MgO	0,21	0,21	1,85	0,70	0,13	0,80	1,26	11,68
K ² O	1,41	2,15	2,11	2,07	1,57	0,85	4,23	6,02
Na ² O	6,08	1,22	5,18	2,34	1,14	0,97	0,67	0,47
CO ²	7,05	10,57	8,64	—	—	} 2,30	} 2,25	} 2,18
C	2,07	1,05	3,15	0,50	0,48			
H ² O	4,81	1,12	2,11	2,04	1,49			
Fl	—	—	—	—	0,54	—	—	—
	98,34	99,87	101,20	99,93	99,83	100,75	100,68	100,18

Der Chloritoidphyllit (Nr. 1) zeigt die mittlere Zusammensetzung normaler Thonschiefer (vgl. z. B. Gümbel, Cit. 147, p. 48, grauer Liasschiefer von *Piz Lischanna* [Unter-Engadin]). Der Zoisitphyllit (Nr. 2) erweist sich reich an Carbonaten, es bleiben 2,61 % Ca, welche nicht an CO² gebunden sind, und also zugleich mit Thonerde Kalksilicate (Zoisit) bilden. — Die Hornfelse (Nr. 3, 4, 5 und 6) zeigen sehr bedeutende Differenzen in ihrer chemischen Zusammensetzung, es ist offenbar dass die carbonatfreien, thonerdereichen Varietäten den Granatphylliten, die carbonatführenden, thonerdearmen hingegen den Zoisitphylliten entsprechen.

Der quarzführende Granatglimmerschiefer (Nr. 7) stimmt in seiner Zusammensetzung mit den Hornfelsen ziemlich gut überein. Der hohe Gehalt an K²O weist auf einen sericitischen Glimmer. Der fehlende Quarzgehalt in den Disthenglimmerschiefern (Nr. 8) bedingt einen niedrigen Gehalt an SiO²; bemerkenswerth ist der hohe Procentsatz an Al²O³ und MgO, was auf das Vorhandensein von Disthen und Biotit hinweist.

Die Mehrzahl der analysirten Schiefer sind ausgezeichnet durch einen hohen Procentsatz an Titansäure.

In dem mannigfachen Wechsel, welchen die verschiedenen Schiefervarietäten in ihrer chemischen Zusammensetzung zeigen, erkennt man die für ein kalkig-thoniges Schichtsystem charakteristischen Differenziationen.

B. Die grünen Bündnerschiefer.

(Sv. der Karte.)

Die «grünen» Bündnerschiefer treten meist als untergeordnete Massen vorzugsweise innerhalb jener Kalkphyllite auf, die man, nach dem Vorgange *Studers*, als «graue» Bündnerschiefer bezeichnet. Sie bilden theils auf weite Strecken sich ausdehnende, schichtförmige Einlagerungen in einer Mächtigkeit von 1—50 m., theils kürzere Linsen, seltener Stöcke. Die Bezeichnung Schiefer ist häufig nicht ganz zutreffend, da das zähe Gestein sehr oft durchaus massig ausgebildet ist. Immer beobachten wir eine ganz scharfe Trennung des grünen Schiefers vom Nebengestein, allmälige Uebergänge konnte ich nie beobachten, ebenso wenig die Bildung von Gangtrümmern. Ihr geologisches Auftreten (vgl. Taf. I, Prof. 7) ist durchaus analog demjenigen der Diabaslagergänge, wie wir solche z. B. im böhmischen Silur finden, wo sie ebenfalls mit den liegenden und hangenden Sedimenten concordant gefaltet sind (vgl. *Hauer*, Geologie 1875, p. 206). Die silurischen Schiefer der Bretagne enthalten ebenfalls zahlreiche Diabaslagergänge (vgl. die Darstellungen von *Ch. Barrois*, B. S. g. Fr., Sér. III, Tome XIV, Pl. XXI) etc.

In unserem Gebiete finden sich die «grünen» Schiefer hauptsächlich in der Gruppe des *Piz Curver*, hier mit Serpentine, Gabbro und Variolit vergesellschaftet, im *Hintergrund des Safienthales* und von da ins *Valserthal* hinüberstreichend; ferner sind dieselben in den südlich an Bl. XIV angrenzenden Gebieten (Bl. XIX) verbreitet und speciell aus *Val Starlera* und der Umgebung von *Nufenen* bekannt geworden. Es scheint, dass die «grünen» Schiefer vorzugsweise auf die tiefern Lagen der Kalkphyllite beschränkt sind. Eingehende Beschreibungen derselben finden wir bei *Studer* (Cit. 23, Bd. I, p. 336), *G. vom Rath* (Z. d. g. G., 1857, Bd. IX, p. 241 u. ff., ferner Cit. 32, p. 475 u. 476), *Theobald* (diese Beitr. Bd. III, p. 23) und *Fr. Rolle* (Cit. 85, p. 30). *Rolle* schlug für die Familie der grünen Bündnerschiefer den Namen Chlorogrisonit vor und erkannte mit Hülfe mikroskopischer Untersuchungen Plagioklas, Epidot, Strahlstein, Chlorit und Magnetit als die Gemengtheile dieser Gesteine, ein Befund, dessen Richtigkeit die vorliegenden Mittheilungen bestätigen. Je nach dem Vorherrschen des einen oder andern dieser Mineralien unterschied *Rolle* fünf verschiedene Gesteinstypen, die er mit besonderen Namen belegt hat. Zu betonen ist, dass *Rolle* grobkörnige Varietäten, wie sie am Brennhof bei Nufenen vorkommen, als «dioritartig» bezeichnet hat.

1. Gabbro, Diabas und Variolit vom Piz Curver.

Im *Oberhalbstein*, speciell in der Umgebung von *Schweiningen* (vgl. Blatt XV der geol. Carte d. Schw.), sind innerhalb der grauen Bündnerschiefer Serpentine und Gabbro weit verbreitet. In der Umgebung des *Piz Curver* greifen diese Bildungen auf unser Gebiet über. Es finden sich Gabbro, serpentinisirte Diabase und Variolite.

a. Gabbro fand ich in Blöcken bei den Hütten von *Bavugls* oberhalb *Andeer*, ferner anstehend in Begleit ausgedehnter Massen von Serpentin auf *Plaun la Botta*,

südlich vom *Curver*. Die vorliegenden Proben zeigen alle deutlich ausgeprägte Druckschieferung, bestehen aus schmutzig grünlichem Saussurit und Diallag. Calcit durchsetzt in Schnüren und Nestern das Gestein. — Der Feldspath bildet im Dünnschliff breit tafelförmige, selten geradlinig begrenzte Durchschnitte mit breiten Zwillingslamellen. Die Individuen sind durchweg stark saussuritisiert und durch mechanische Zertrümmerung in einzelne, aneinander verschobene Stücke aufgelöst. Auch beim Diallag fehlt idiomorphe Begrenzung; er ist sehr licht gefärbt und schwach pleochroitisch. Die zwischen den Feldspäthen gleichsam eingekeilten Partien desselben sind von dicht gedrängten Spaltrissen durchsetzt, welche unter einander parallel in mannigfachen Windungen verlaufen (vgl. Photographie Nr. 10). Die Zersetzung des Diallages beginnt häufig damit, dass eine Anzahl Lamellen ausgeschaltet erscheinen und durch Chlorit ersetzt sind (vgl. Photographie Nr. 11). Sehr oft ist jedoch der Diallag vollständig entweder in Chloritfasern oder in feinkörnige Aggregate von Epidot aufgelöst. Olivin ist spärlich vorhanden, vereinzelt wurden grössere Durchschnitte beobachtet, die jedoch bis auf wenige Reste serpentinisirt erscheinen.

In der Natur kann man alle Uebergänge verfolgen zwischen dem normalen, wenig geschieferten Saussuritgabbro zu einem dünnstiefrigen Gestein, dessen Provenienz sich makroskopisch nur noch durch das Vorhandensein einzelner Diallagblättchen zu erkennen gibt. Werden auch diese letzteren noch chloritisirt, so haben wir ein Gestein vor uns, das makroskopisch eben nur als «grüner Schiefer» bezeichnet werden kann.

b. Als Diabase erwiesen sich dichte, mehr oder weniger schiefrige Gesteine, die am Ostabhang des vom *Curver* nach Süden abzweigenden Grates, *Sponda Sursess*, auftreten. Den reichlichen Gehalt an Calcit der vorliegenden Stücke erkennt man beim Betupfen mit Salzsäure. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die eine der vorliegenden Varietäten typische Ophitstructur besitzt. Schmale, genau umgrenzte Leisten von zersetztem Feldspath kreuzen sich unter beliebigen Winkeln; dazwischen liegen Chloritaggregate mit etwas Strahlstein untermischt, welche offenbar genau die Stelle des einst vorhandenen Augites einnehmen. Eine zweite, stärker schiefrige Varietät besitzt unter dem Mikroskop durchaus flaserige Structur. Chlorit, Epidot und Strahlstein, regellos mit Saussurit gemengt, bilden eine feinfaserige Masse. An einzelnen Stellen treten innerhalb derselben grössere Chloritputzen auf und in denselben schmale Leisten von unter einander getrennten, parallel orientirten Augitresten, von denen Aktinolithnadelchen auszustrahlen pflegen (vgl. Photographie Nr. 12). Die beiden beschriebenen Gesteine sind offenbar beides dynamometamorphe Diabase, in der ersten Varietät ist die ursprüngliche Structur noch gut erhalten, der primäre Mineralbestand jedoch vollständig aufgelöst; in der zweiten Probe erkennt man bei vollständig veränderter Structur in den Augitresten noch ein ursprüngliches Mineral.

c. Variolite. Von der Wallfahrtskapelle *Ziteil* weg lässt sich gegen Norden zwischen *Piz Curver* und *Piz Toissa* hindurch ein langer Zug von Serpentin bis gegen die *Stürviseralp* hin verfolgen. Mit demselben finden sich namentlich bei *Siglotz* massige Variolite vergesellschaftet, welche sehr schöne kugelige Absonderung im Grossen zeigen.

Da wir in gewissen serpentinarartigen Gesteinen aus der *Curver-Gruppe* ursprüngliche Diabase nachweisen konnten, so erscheint hier das Auftreten der Variolite, die eine endomorphe Contactfacies des Diabases sind, durchaus nicht befremdend. Das Mengenverhältniss zwischen Variolen und Grundmasse ist in den vorliegenden Stücken ein sehr wechselndes. Die Variolen messen 1—3 mm. im Durchmesser und häufen sich meist schlierenförmig in der grünlich gefärbten Grundmasse an. Die Quetschzonen, welche in grosser Zahl die Stücke durchziehen, treten besonders deutlich da hervor, wo die Variolen dicht gedrängt sind.

Nach den Resultaten der mikroskopischen Prüfung besitzt die Grundmasse dieselbe stoffliche Zusammensetzung wie die Variolen; zwischen beiden ist häufig keine scharfe Grenze wahrnehmbar, beide verfliessen oft allmählig ineinander. Das in der Grundmasse und in den Variolen vorherrschende Mineral ist mehr oder weniger faserig, farblos und schwach doppelbrechend. Die Auslöschung liegt nahezu parallel der Längsrichtung der eng mit einander verbundenen Fasern. Immer entspricht letztere der Axe grösserer Elasticität. Dies Mineral wird als Oligoklas gedeutet. Die Variolen, welche aus radial von einem Punkt oder einer Fläche ausgehenden Oligoklasstrahlen im Wesentlichen bestehen, sind demnach Sphärolithe. Sie liefern meist ein deutliches Interferenzkreuz. Der Feldspath ist immer stark saussüritisirt; zwischen den Fasern desselben eingeklemmt, finden sich winzige, stark licht- und doppelbrechende Körnchen von bräunlich-grüner Farbe. Wo dieselben nicht zu sehr durch Zersetzungsproducte getrübt sind, lassen sie sich nach Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe als Augit bestimmen. Neben Augit ist wohl auch Epidot reichlich vertreten. Da, wo die Variolen nahe aneinander treten, wird die Zwischenmasse von Chlorit gebildet. Accessorische Mineralien, namentlich Erze, sind in den vorliegenden Varioliten recht selten.

2. Grüne Schiefer von Alp Starlera (Avers).

Nach der Darstellung von *Rolle* findet sich ein ansehnliches Lager «grüner» Schiefer in *Val Starlera (Avers)* (Bl. XIX). Die Schiefer lagern auf triadischen Kalken, darüber folgen graue Bündnerschiefer, die wieder von mächtigen Kalken (am *Weissberg*) überlagert werden. Leider gelang es mir infolge dichten Nebels nicht, die Aufschlüsse dieses Lagers am *M. Cuculnair* aufzufinden; in geringer Entfernung, westlich der Hütten von *Alp Starlera*, hingegen traf ich auf ein circa 50 m. mächtiges Lager «grüner» Schiefer, welches thatsächlich von Kalk unterteuft und von grauen Schiefern überlagert wird. Das Gestein ist von schmutziggrüner bis gelbgrüner Farbe, meist deutlich schiefrig, mannigfach gequetscht und gefältelt. Makroskopisch erscheint es als eine dichte, chloritische Masse, die von Epidot- und Quarzlagern durchsetzt ist. Im Gestein eingestreut finden sich häufig silberweiss glänzende Blättchen eines Erzes vom Habitus des Titaneisenglimmers.

Unter dem Mikroskop erscheinen Chlorit, Epidot und Hornblende einerseits, wasserheller Feldspath und Quarz als die wesentlichen Gemengtheile des Gesteines. Die Structur desselben ist eine unregelmässig körnige, seltener etwas flaserige.

Quarz und Feldspath sind zu einem Mosaik vereinigt und zeigen niemals krystallographische Begrenzung. Die Feldspathkörner sind immer wasserhell, sehr häufig lassen sie Spaltrisse erkennen; es treten einfache Individuen oder Zweihälfter auf. Unter den farbigen Gemengtheilen ist der Epidot am reichlichsten vertreten, er bildet Häufchen unregelmässig begrenzter, intensiv zeisiggrün gefärbter Körner, seltener nach der b-Axe verlängerte grössere Krystalle. Der Chlorit ist meist in Form einzelner Schüppchen vorhanden, seltener bildet er grössere Putzen, innerhalb welcher die Individuen annähernd divergentstrahlig angeordnet sind. Besondere Beachtung verdient die als kurzgedrungene Säulchen entwickelte Hornblende. Sie zeigt bei sehr schwacher Doppelbrechung eigenthümlich blaue Interferenzfarben und starken Pleochroismus (c = blau, b = violett, a = hellgelb bis farblos). Das Symbol der Säulen ist immer positiv, und die Auslöschung $c:c$ sehr gering. *Milch*¹⁾ fand dieselbe Hornblende in den Diabasschiefern des Taunus. Calcit ist in allen Varietäten sehr verbreitet. Die Blättchen des Titan-eisenglimmers zeigen unter dem Mikroskop unregelmässig lappige Umrisse und erscheinen im auffallenden Lichte stahlblau. Die untersuchten Handstücke zeigen insofern verschiedene Ausbildung, als in einigen Hornblende, in andern Chlorit fast vollständig fehlt.

An verschiedenen Stellen im *Averserthale* fand ich lose Blöcke eines gelbgrünen, feinkörnigen, sehr zähen Gesteines, das neben Quarz und Feldspath körnige Aggregate von Epidot und wenig Chlorit enthält. Grössere kurzsäulige Kryställchen von Epidot enthalten häufig Erzpartikel eingeschlossen.

3. Grüne Schiefer vom Brennhof bei Nufenen.

Nordwestlich des Dorfes *Nufenen* (Blatt XIX) im Rheinwaldthale ist in den Kalkphylliten, im Hangenden eines Marmorlagers, eine stockförmige Masse «grüner» Schiefer eingelagert, welche sich durch ihre grobkörnige Textur auszeichnen. Die grobkörnigen, massig ausgebildeten Varietäten treten im Kern der Masse auf, während an den Rändern deutlich schiefrige, gleichmässig schmutziggrün bis gelbgrün gefärbte Abarten sich finden. Durch mannigfache Uebergänge sind beide mit einander verbunden.

Bei den Varietäten mit grösstem Korn liegen in einer dichten, graugrünen Grundmasse dunkelgrüne, hauptsächlich aus Hornblende bestehende, feinfaserige Partien, deren annähernd geradlinig begrenzte Querschnitte bis 1 cm. lang und bis 5 mm. breit werden.

Indem diese grünen Putzen mit der Grundmasse mehr oder weniger verfließen, bilden sich gleichmässig feinkörnige Varietäten heraus. Makroskopisch erkennt man in allen Varietäten grössere, unregelmässig begrenzte, meist zersetzte Körner von Pyrit, ferner, mehr gleichmässig durch das Gestein verbreitet, wohl ausgebildete Octaëderchen von Magnetit.

Die gefärbten Mineralien, welche sich zu den eben erwähnten Putzen aggregiren und überhaupt immer eng mit einander verbunden auftreten, sind Aktinolith, blaue,

¹⁾ Vgl. *L. Milch*. Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug.-Diss. 1889, p. 32 (Z. d. g. G. XLI. Bd., p. 423).

schwach doppelbrechende Hornblende, Chlorit, Epidot und gelegentlich dunkelgrüner Glimmer. Die beiden Hornblenden sind deutlich von einander zu unterscheiden, auch wenn sie, was häufig der Fall ist, in gesetzmässiger Verwachsung auftreten. Die blaue Hornblende ist, wie in den Schiefern von *Starlera*, neben ihrer schwachen Doppelbrechung durch den eigenartigen Pleochroismus ausgezeichnet. Der Aktinolith bildet meist lange Nadeln, welche Quergliederung zeigen. Sein Pleochroismus ist deutlich (a = hellgelbgrün, b = dunkelgelbgrün, c = blaugrün), die Schiefe der Auslöschung von $c:c$ beträgt circa 14° . Der Epidot bildet grössere Körner und wohlbegrenzte Krystalle, welche scharfe Spaltrisse parallel der Längsrichtung (b -Axe) zeigen. Sein Pleochroismus ist gelegentlich deutlich, und zwar zeigt, je nachdem die Schlieffläche mehr parallel oP oder näher an $\infty P \infty$ liegt, der längere oder der kürzere Durchmesser der Säulen stärkere Absorption. Zwillinge, offenbar nach $\infty P \infty$ sind nicht selten. Chlorit füllt die Zwischenräume zwischen Epidot und Hornblende aus, und wo er zwischen parallelen Hornblendesäulen liegt, stehen die wellig gebogenen Fasern desselben meist annähernd senkrecht zur Längsausdehnung ersterer. Nicht gerade häufig finden sich Blättchen eines stark pleochroitischen Glimmers, welcher dunkelolivengrüne und lichtgelbe Farbentöne zeigt.

Die farblosen Gemengtheile sind fast ausschliesslich Feldspath, Quarz tritt in sehr geringen Mengen und Calcit gelegentlich auf. Alle bilden unregelmässig begrenzte Körner. Bemerkenswerth ist die absolute Frische des Feldspathes, es sind theils einfache Individuen, theils Zweihälter, selten polysynthetische Zwillinge. Häufig werden die Körner von Strahlsteinnadeln durchwachsen. Der in scharf begrenzten Octaëdern auftretende Magnetit ist sehr oft von trübem, körnigem Titanit umgeben.

In den feinkörnigen, schiefrigen, meist auch heller gefärbten Varietäten tritt vor Allem Chlorit in grösserer Menge auf, die Strahlsteinfasern werden bedeutend kleiner, aggregiren sich häufig zu büschelartigen Gebilden und sind gewöhnlich in Chlorit eingebettet. Die blaue Hornblende fehlt. Epidot, häufig zum Theil durch Zoisit vertreten, nimmt an Menge ebenfalls zu. Gelegentlich finden sich auch Muscovitblättchen. Bemerkenswerth ist ferner das Ueberhandnehmen von Calcit bei gleichzeitigem Zurücktreten des Feldspathes.

Auf der Alp *Pianetsch*, Südseite des *Valserberges*, trifft man im Liegenden des erwähnten Marmors auf ein zweites Lager grüner Schiefer, welche durchaus identisch sind mit denjenigen des *Brennhofes*.

4. Grüne Schiefer von Vals.

Die grünen Schiefer des *Safenthales* konnte ich leider nicht untersuchen, in der Umgebung von *Vals* hingegen sammelte ich eine grosse Anzahl von Stücken. Die hauptsächlichsten Vorkommnisse sind hier: *Passhöhe des Valserberges*, *Zum Hirt*, *Alp Vallatsch*, *Campo unterhalb Vals*, *Fuorcla de Patnaul und Schwarzhorn*, *Buccarischuna*. Ueberall, wo ich das Gestein im Anstehenden beobachtete, zeigte es dieselbe Ausbildung. Es ist feinkörnig, gleichmässig schmutziggrün gefärbt, sehr zähe, oft ganz

massig ausgebildet, unregelmässig klüftig, manchmal mehr oder weniger schiefrig, fein gefältelt und von gewundenen Calcitschnüren durchzogen. Als Beispiel für die Art des Auftretens der grünen Schiefer mag folgendes Profil gelten, welches ich auf der *Vallatsch-Alp* in dem rechten der beiden bei *Löchli* sich vereinigenden Bachtobel beobachtet habe. Das ganze Schichtsystem fällt circa 15° nach Südosten ein.

1. Graue, quarzreiche Kalkphyllite.
2. Grüne Schiefer, massig ausgebildet circa 60 m.
3. Graue Kalkphyllite » 3 »
4. Rauchwacke » 7 »
5. Grüne, stark gefältelte Schiefer » 5 »
6. Graue Kalkphyllite.

Auf der Karte (Bl. XIV) ist noch ein mächtiges Lager grüner Schiefer nachzutragen, welches südöstlich unter dem *Piz Aul* über die *Fuorcla de Putnaul* nach *Faltschonhorn* und *Schwarzhorn* hinzieht.

Nach mineralogischer Zusammensetzung und Structur sind die gewöhnlichen *Valser*-schiefer mit den dichten Varietäten von *Nufenen* identisch. Die blaue Hornblende fehlt hier, der Strahlstein findet sich einerseits in Form gedrungener Leisten, anderseits bildet er äusserst feinstrahlige Gewebe, welche in Chlorit eingebettet sind und erst nach dessen Wegätzen deutlich hervortreten. Grössere Feldspath- und Epidotkörner sind häufig ganz erfüllt von feinen Strahlsteinnadeln. Neben Epidot erscheint in grosser Menge der Zoisit. Wasserheller Feldspath gehört auch hier zu den Hauptgemengtheilen des Gesteins. In den stark schiefrigen, calcitreichen Varietäten verschwindet er gelegentlich vollständig.

Zwischen *Luschania* und *Buccarischuna* fand ich in Blöcken zwei grobkörnige Gesteine, von denen das eine mit den oben beschriebenen, grobkörnigen Typen vom *Brennhof* bei *Nufenen* übereinstimmt, während das andere ärmer an gefärbten Gemengtheilen ist und vorzugsweise aus saussuritartigem Feldspath besteht. Besondere Beachtung verdient der Umstand, dass dieser Feldspath im Dünnschliff häufig nicht unregelmässig begrenzt ist, sondern nach Art der Diabasfeldspäthe leistenförmige Durchschnitte liefert, die polysynthetische Zwillingsstreifung zeigen.

5. Bemerkungen über die Entstehung der grünen Bündnerschiefer.

Nach allen ihren Eigenthümlichkeiten gehören die hier beschriebenen «grünen Bündnerschiefer» offenbar zu einer einzigen Gesteinsgruppe. Behufs Feststellung ihrer chemischen Natur liess ich von Herrn Dr. *Scheid*, in Freiburg i./B., ein dichtes, grünes Gestein vom *Valserberg* analysiren (vgl. Tab. I, p. 62). Unter dem Mikroskop zeigt dasselbe reichlichen Gehalt an Zoisit und Chlorit, die Hauptmasse besteht aus wasserhellem Feldspath; Carbonate sind in geringer Menge vorhanden. *G. vom Rath*¹⁾ hat ebenfalls grüne Schiefer aus dem *Oberhalbstein* analysirt; mit Ausnahme eines

¹⁾ Vgl. *G. v. Rath*. Geognost. Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden (Z. d. g. G., Bd. IX, 1857, p. 241).

kaum schiefrigen graugrünen Gesteines (vgl. Tabelle II), welches die schroffen Thalwände unterhalb *Molins* bildet, stimmen dieselben mit dem grünen Schiefer vom *Valserberg* nicht gut überein, indem sie einen höhern Gehalt an SiO^2 (bis zu 79 %) und durchweg mehr Kali (2,3—6 %) als Natron (0,16—1,16 %) aufweisen. Unter den von *G. vom Rath* als «grüne Schiefer» bezeichneten Gesteinen finden sich offenbar ganz heterogene Dinge.

	I. Grüner Schiefer vom Valserberg. (Scheid)	II. Grüner Schiefer von Molins. (G. v. Rath)
SiO^2	43,41	51,38
TiO^2	1,69	—
Al^2O^3	16,62	13,29
Fe^2O^3	7,67	} 15,44
FeO	7,26	
CaO	10,60	8,94
MgO	4,73	6,61
K^2O	0,46	1,05
Na^2O	3,70	3,99
CO^2	0,48	—
H^2O	2,11	—
	98,73	100,70

In dem Gestein des *Valserberges* erklärt sich der hohe Kalkgehalt bei der geringen Menge von Carbonaten durch das Vorhandensein des Epidotes resp. Zoisites. Der hohe Natrongehalt zeigt, dass der Feldspath nicht Orthoklas ist, was man bei der grossen Seltenheit polysynthetischer Zwillinge wohl annehmen könnte, er gehört unbedingt zu den Plagioklasen, nach seinen optischen Eigenschaften wahrscheinlich zum Albit.

In Beziehung auf die Gesamttzusammensetzung beider Gesteine fällt die grosse Uebereinstimmung mit der mittlern Zusammensetzung der Diabase sofort in die Augen.

In all den beschriebenen «grünen» Schiefen ist sowohl Mineralbestand als auch Structur im Grossen und Ganzen nicht primär, sondern als eine Folge von Umwandlungsprocessen zu betrachten. Die Umwandlung des ursprünglichen Mineralbestandes ist meist eine so vollständige, dass nur die Endproducte derselben vorliegen. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden mit Gabbro und Variolit zusammen auftretende grüne Schiefer der *Curver*-Gruppe, die nach Mineralbestand und nach Structur leicht als ursprüngliche Diabase zu erkennen sind. In Hinblick auf dieses Vorkommen erscheint es wahrscheinlich, dass auch die Schiefer von *Starlera*, *Nufenen* und *Vals*, infolge ihrer chemischen Zusammensetzung, der massigen Structur, namentlich der grobkörnigen Varietäten, sowie der Art des geologischen Auftretens, aus Gliedern der Diabasreihe hervorgegangen sein möchten, wenn auch hier die charakteristische Structur und die Mineralien des Diabases, Augit und leistenförmig ausgebildeter, basi-

scher Plagioklas, mit wenigen Ausnahmen fehlen. Die in den Schiefern vorhandenen Mineralien: Epidot und Zoisit, Strahlstein, Chlorit etc., sind, wie in analogen Fällen in überzeugender Weise nachgewiesen worden ist, die charakteristischen Umwandlungsproducte der Diabasmineralien. Mit normalen Diabasen theilen die Graubündnergesteine den hohen Gehalt an titanhaltigen Erzen, aus denen Magnetitoctaëder und feinkörniger Titanit bei der mechanischen Metamorphose sich bilden.

Bemerkenswerth ist die Natur des Feldspathes in den grünen Schiefern. Derselbe ist, wie hervorgehoben wurde, stets ganz frisch, wasserklar, durchsichtig, enthält häufig Einschlüsse von Strahlsteinnadeln, zeigt aber nie den Habitus des Saussürites. Er ist demnach nicht als ursprünglicher Diabas-Plagioklas zu deuten, sondern wurde jedenfalls aus dessen Zersetzungsproducten neu gebildet. Ich glaube, dass Albit vorliegt, kann aber für diese Annahme keinen exacten Beweis liefern ¹⁾.

In den Einzelheiten der Structur finden wir eine ganze Reihe von Anhaltspunkten, welche die Herleitung dieser Schiefer aus Diabasen rechtfertigen. In erster Linie ist es auffällig, dass die farbigen Gemengtheile sich oft zu mehr oder weniger geradlinig begrenzten Putzen aggregiren, eine Eigenschaft, welche bei den grobkörnigen Varietäten auch makroskopisch wahrnehmbar ist. Form und Mineralbestand dieser Aggregate zeigen, dass sie im Grossen und Ganzen einen ursprünglich vorhandenen Augit vertreten. Gestützt wird diese Annahme in den Fällen, wo man neben und in diesen Aggregaten scharf begrenzte Leisten neugebildeter Feldspathsubstanz beobachtet, welche genau die Stelle des ursprünglichen Diabas-Plagioklases einnehmen und so die primäre Ophitstructur zum Ausdruck bringen (vgl. Photographie Nr. 13). Gewöhnlich fehlen aber solche Residua der ursprünglichen Structur, indem namentlich die basischen Gemengtheile regellos durch das ganze Gestein sich verbreiten.

Durch *L. Milch* ²⁾ sind Gesteine aus dem *Taunus* untersucht worden, welche als «Grünschiefer» bezeichnet und für krystalline Sedimente gehalten worden sind. Es hat sich bei dieser Untersuchung herausgestellt, dass dieselben durch allmälige Uebergänge mit normalen Diabasen resp. Diabasporphyriten verbunden sind, derart, dass die Schiefer als dynamometamorphe Diabase sich erweisen. Mit diesen Taunusgesteinen sind die vorliegenden Vorkommnisse zu vergleichen, ich kann die allgemeinen Resultate *Milch's* durchaus bestätigen. *L. Milch* hat die verschiedenen Stadien der Umwandlung tabellarisch dargestellt und drei Stufen unterschieden (vgl. loc. cit. p. 406). Die grünen Bündnerschiefer stellen vorzugsweise Repräsentanten der II. und III. Umwandlungsstufe dar. — Die mannigfach entwickelten und weit verbreiteten Grünsteine von *Michigan* zeigen nach den Arbeiten von *G. H. Williams* ³⁾ manche Analogien mit den beschriebenen grünen Bündnerschiefern.

¹⁾ In einer interessanten Arbeit hat *J. E. Wolff* (Metamorphism of Clastic Feldspar in Conglomerate Schist. Bull. of the Mus. of comp. Zoology at Harvard College. Vol. XVI, No. 10, p. 173) neuerdings gezeigt, dass der wasserhelle, vollkommen frische Albit gewisser Albitschiefer als eine Neubildung aus bereits caolinisirtem Feldspath (Mikroklin) aufzufassen ist.

²⁾ Vgl. Z. d. g. G., Bd. XLI, p. 394.

³⁾ Vgl. Bull. of the United States Geological Survey, No. 62, 1890. The Greenstone Schist Areas of the Menominee and Marquette Regions of Michigan by *G. H. Williams*.

Die gleichförmige Ausbildung der beschriebenen Gesteine auf weite Strecken, der allmälige Uebergang von körnigen zu dichten, schiefrigen Gesteinen von der Mitte gegen die randlichen Partien der Massen, wie es namentlich sehr schön beim *Brennhof* bei *Nufenen* beobachtet werden konnte, unterstützt die Deutung der «grünen Bündnerschiefer» als dynamometamorphe Diabase. Für die Deutung derselben als submarine Tuffe liegen keine Anhaltspunkte vor.

Zum Schluss mag noch angeführt werden, dass die am Ostufer des *Lago Bianco* auf der *Bernina* vorkommenden grünen Schiefer (Sv. Bl. XX) sich nach mikroskopischer Prüfung ebenfalls als Diabasschiefer erweisen.

C. Die jurassischen Gesteine von Bonaduz.

An den Steilbördern des *Hinterrheins*, kurz vor seiner Einmündung in den Vorderrhein bei *Reichenau*, sind an mehreren Stellen Schichten des Oxford und des Doggers aufgeschlossen, rings von den Kalkphylliten der Bündnerschiefer umgeben. Diese Vorkommnisse sind von *A. Heim* genau untersucht worden (vgl. Taf. VII)¹⁾. Da wir hier durch Dislocationsmetamorphose stark veränderte Juragesteine in unmittelbarer Berührung mit ächten Bündnerschiefern finden, so erschien es wichtig, dieselben einer genaueren petrographischen Untersuchung zu unterziehen. Es sind vertreten: 1. Oxford-schiefer, 2. Eisenoolithe des Callovien und 3. Echinodermenbreccien des mittlern Doggers.

1. Oxfordschiefer.

Die Hauptmasse der zum untern weissen Jura gehörigen Gesteine, wie sie namentlich an dem Felsvorsprung unterhalb *Bonaduz* schön aufgeschlossen sind, wird von dunkeln, dünn-schiefrigen, etwas thonigen Kalken gebildet, deren Schieferungsebenen mit seidenglänzendem Sericit überzogen sind.

An der Basis dieses Complexes treten in einer Mächtigkeit von circa 1 m. dunkelgrüne Schiefer auf, die nach makroskopischer Beschaffenheit als dichte Chloritschiefer zu bezeichnen sind. Die unter dem Mikroskop bestimmten Gemengtheile derselben sind: Chlorit, Quarz, Calcit, Feldspath, Rutil, Turmalin und Pyrit. Der Kalkgehalt wechselt sehr in den verschiedenen Handstücken, auch lässt sich ein allmäliger Uebergang zu den hangenden Kalkschiefern constatiren. Häufig sind den chloritreichen Schiefern mikroskopische, längliche Kalkoolithe eingelagert, ferner erkennt man unter dem Mikroskop Bruchstücke von Echinodermenschalen mit ihrer charakteristischen Gitterstructur. Makroskopisch sind Belemnitenbruchstücke zu erkennen.

¹⁾ Vgl. ferner Cit. 154 und 156.

Der Chlorit bildet im Dünnschliff theils gewundene, längliche Fasern, welche der Schieferung des Gesteines parallel verlaufen, theils grössere Blättchen, deren wellig gebogene basale Spaltrisse annähernd senkrecht zur Schieferungsebene stehen. Der Pleochroismus des Chlorites ist sehr deutlich (blassgelb senkrecht, grün parallel zur Basis). Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Auslöschung ist annähernd parallel, es treten die charakteristischen blauen Interferenzfarben auf. Wird der Dünnschliff mit heisser Salzsäure behandelt, so bleibt der Chlorit grösstentheils unverändert, erst beim Kochen des Gesteinspulvers mit concentrirter Salzsäure wird er vollständig zersetzt. Der stets in grosser Menge vorhandene Quarz tritt in Form von splittrigen Körnern auf. Dem Gemenge der Quarzkörner eingestreut finden sich recht häufig ebenfalls farblose, meist rundlich begrenzte Körner eines wasserhell durchsichtigen Minerals, welches annähernd gleichen Brechungsexponenten und gleiche Doppelbrechung wie der Quarz besitzt, sich aber als optisch zweiaxig erweist. Die Vermuthung, dass Albit vorliegt, wurde durch die mikrochemische Prüfung bestätigt. Das mit Schwefelsäure behandelte Gesteinspulver wurde mit Flusssäure zersetzt, in dem nach dem Abrauchen der Säure vorhandenen Rückstand konnte mit Hülfe der Bořický'schen Methode Natrium in reichlicher Menge nachgewiesen werden. Sämmtliche Gemengtheile des Gesteins sind erfüllt von winzigen Rutilmikrolithen, welche bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit Flusssäure sich leicht isoliren liessen. Turmalinkryställchen und Pyrit treten vereinzelt auf.

Genau in der gleichen Weise wie bei Bonaduz sind auch in der Juramulde von *Fernigen (Kt. Uri)*¹⁾ die untern Schichten des Oxford als Chloritschiefer entwickelt. Sie enthalten hier zahlreiche, verzogene Belemniten, die als *Belemnites Calloviensis Opp.* bestimmt werden konnten. Nach einer Analyse von Dr. *Scheid* in Freiburg i./B. enthält das Gestein folgende Bestandtheile:

SiO ²	51,61
TiO ²	5,12
ZrO ²	0,68
Al ² O ³	12,53
Fe ² O ³	3,14
FeO	7,55
CaO	5,44
MgO	1,08
K ² O	0,99
Na ² O	2,34
H ² O	5,05
CO ²	3,70
		<hr/>
		99,23

¹⁾ Vgl. Cit. 98, p. 157, Atlas Taf. X, Fig. 1. Vgl. ferner *C. Schmidt*. Sur un schiste albito-chloriteux à Belemnites de Fernigen. (Ecl. geol. Helv., Bd. I, Nr. 3, p. 213.) Weitere Angaben über dieses Vorkommen hoffe ich demnächst veröffentlichen zu können.

Seiner Zusammensetzung nach stimmt der vorliegende Chloritschiefer mit einem normalen Schieferthon überein. Bemerkenswerth ist der hohe Gehalt an Titansäure, deren Vorhandensein auf den massenhaft vertretenen Rutil hinweist.

2. Eisenoolithe des Callovien.

Der obere Dogger ist in der Umgebung von *Bonaduz* durch mannigfach ausgebildete Eisenoolithe vertreten. Es sind graugrüne, mehr oder weniger schiefrige Kalke, welche schmutzigrüne, gewöhnlich plattgedrückte, in die Länge gezogene Oolithe und meist in reichlicher Menge Magnetitkryställchen enthalten.

Unter dem Mikroskop lässt sich erkennen, dass die Oolithe vorzugsweise aus feinblättrigem oder faserigem Chlorit bestehen. Der Pleochroismus desselben ist deutlich (dunkelgrün und licht gelbgrün). Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Chloritoolithe zeigen häufig concentrisch schalige Structur; in den stärker gequetschten Gesteinen hingegen bestehen sie aus langen gewundenen Fasern, welche in der Richtung der längern Axe der spindelförmigen Oolithe verlaufen. Dem Chlorit der Oolithe ist immer etwas Calcit beigemischt und sehr häufig dichter Magnetit, welcher in manchen Fällen so überhand nimmt, dass reine Magnetitoolithe entstehen.

Die Grundmasse der Kalke besteht aus Calcit, Chlorit, Quarzkörnern, staubförmigem Magnetit und Eisenglanzschüppchen. Sie enthält grössere Magnetitkryställchen eingesprengt, in deren Nähe sich in der Regel grössere Chloritblättchen und Quarzkörner ansammeln. Pyrit ist ein verbreiteter accessorischer Gemengtheil. Reste von Belemniten und Echinodermen sind im Dünnschliff häufig zu beobachten.

In der Juramulde von *Fernigen* sind die Eisenoolithe des Callovien ganz ähnlich entwickelt wie bei *Bonaduz*. Die elliptisch verzogenen Oolithe bestehen aus langfaserigen Aggregaten von Chlorit, mit Calcit untermischt. Die ursprünglich vorhandene concentrisch schalige Structur der Oolithe ist nur selten noch erhalten. Der Magnetit erscheint theils einsprenglingsartig in Form grösserer Krystalle, theils tritt er als dichte, staubförmige Masse mit Calcit gemengt in der Grundmasse auf. Oft bemerkt man dichte, einerseits grauliche, chloritreiche, anderseits bläulichschwarze, magnetitreiche Kalkpartien, welche schlierenartig ineinander gepresst sind.

In den beschriebenen Eisenoolithen sind eine ganze Reihe von Erscheinungen zu constatiren, welche auf mehr oder weniger stark ausgeprägte Metamorphose hinweisen. Das ursprüngliche Gestein war offenbar ein oolithischer, eisenreicher Kalkstein. Die chloritischen Substanzen, welche vorzüglich die Oolithe zusammensetzen, sind mit dem Glaukonit¹⁾ zu vergleichen, welcher als primäre Bildung in den mannigfachsten Ablagerungen geringer Meerestiefen sich findet. Als Neubildungen hingegen, dynamometamorphen Ursprungs, erscheinen vor Allem die einsprenglingsartig hervortretenden, bis 1 mm. grossen Magnetitkryställchen mit den sie umsäumenden, grössern Quarzkörnern und Chloritblättchen.

¹⁾ Vgl. *Gümbel*. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonites. (Sitzungsber. der k. bayr. Acad. z. München. Math.-phys. Cl., 4. Dez. 1886.)

3. Echinodermenbreccien des mittleren Doggers.

Im Liegenden der Eisenoolithe sind mehrorts (*Nundraus, St. Georg*) typische Echinodermenbreccien, sowie feinkörnige, quarzitisches Gesteine aufgeschlossen.

Die Echinodermenbreccien zeigen unter dem Mikroskop eine ziemlich grobkörnige Grundmasse, welche aus Calcit und Quarzkörnern besteht und reich an opaken, staubförmigen Erzen ist. Die Echinodermenreste sind als grosse, einheitliche Calcitindividuen der Grundmasse eingesprengt; ihre Structur ist jedoch nur da erhalten, wo der Calcit durch Eisenoxydhydrate verdrängt ist.

Der klastische Charakter der quarzitisches Gesteine, welche mit den Echinodermenbreccien wechsellagern, ist unter dem Mikroskop unverkennbar. Das Gestein besteht aus rundlichen Quarzkörnern, Calcit und verworren faserigen Aggregaten eines licht grünlichgelben Chlorites mit positiver Doppelbrechung. Eisenoxydhydrate und staubförmige opake Erze verbreiten sich durch die ganze Masse; vereinzelt treten auf Pyrit- und Magnetitkryställchen, sowie offenbar allothigene kantengerundete Zirkone.

Die sämtlichen untersuchten Juragesteine aus der Gegend von *Bonaduz* erwiesen sich als durchaus identisch mit den gleichalterigen Bildungen solcher Stellen auf der Nordseite des Aarmassivs, wo die Gesteine durch energische Faltungen ebenfalls stark modificirt worden sind (z. B. *Bützistöckli* bei *Linththal*, Gebiet der *Windgälle, Fernigen* etc.). Im ganzen Gebiete der Bündnerschiefer fand ich mit Ausnahme von Echinodermenbreccien nirgends Gesteine, welche sich mit den beschriebenen Gesteinen von *Bonaduz* vergleichen liessen. Für die Annahme, dass hier «die Bündnerschiefer aus dem untern Jura hervorgehen» ¹⁾, kann ich, gemäss dem mir vorliegenden Material, von petrographischem Standpunkte aus keine Anhaltspunkte finden.

4. Anhang. Ueber die Natur des sogenannten Chamoisites in alpinen Eisenoolithen ²⁾.

In den Eisenoolithen von der *Windgälle* und von *Chamoson* im Wallis findet sich an Stelle des Chlorites ein anscheinend dichtes, grünes Eisenoxydulsilicat, der sogenannte Chamoisit, welcher, wie eine Analyse möglichst reinen Materiales gezeigt hat, mit dem Cronstedtit und Thuringit in naher Beziehung steht. Da die Berechnung der von mir angeführten Analyse (loc. cit.) infolge von Rechnungsfehlern sich als unrichtig erweist, möchte ich die betreffenden Angaben berichtigen.

Das Resultat der Analyse des Chamoisites von der *Windgälle* ist in Tabelle Nr. 1 zusammengestellt (p. 68).

Das Silicat ist mit geringen Mengen von kohlensaurem Kalk und titanhaltigem Magnetit $[(\text{FeTi})^2\text{O}^3. \text{FeO}]$ verunreinigt. Die Berechnung der Analyse lieferte die in Nr. 2, Nr. 3, Nr. 4 und Nr. 5 zusammengestellten Daten:

¹⁾ Vgl. Cit. 154, p. 23.

²⁾ Vgl. Cit. 136. Ferner *Hintze*, Handbuch der Mineralogie, V. Lief. 1891, p. 736.

Nr. 1.

SiO ²	22,81
TiO ²	1,11
Al ² O ³	18,06
Fe ² O ³	2,58
FeO	36,55
CaO	1,49
MgO	4,28
H ² O	11,67
CO ²	0,76
<hr/>	
	99,31

Nr. 2.	Nr. 3.	Nr. 4.	Nr. 5.	
Carbonat.	Erz.	Silicat.	Silicat auf 100 % berechn.	Aequivalente.
CaO 0,97	TiO ² 1,11	SiO ² 22,81	SiO ² 24,84	0,4140
CO ² 0,76	Fe ² O ³ 2,58	Al ² O ³ 18,06	Al ² O ³ 19,66	0,1927
<hr/>	FeO 2,04	FeO 34,51	FeO 37,57	0,5218
1,73	<hr/>	CaO 0,52	CaO 0,57	0,0102
	5,73	MgO 4,28	MgO 4,65	0,1163
		H ² O 11,67	H ² O 12,71	0,7061
		<hr/>		
		91,85	100,00	

Bořický ¹⁾ hat aus silurischen Eisenerzen von *Chrusteric* in Böhmen die dunkel bläulichgrauen Oolithe mechanisch isolirt und analysirt. Nach Abzug des auf die vorhandene CO² (2,5%) berechneten Carbonates (5,68 %) erhält man für das auf 100 % berechnete Silicat folgende Zahlen:

	%	Aequivalente.
SiO ²	25,63	0,4271
Al ² O ³	18,74	0,1837
FeO	42,29	0,5874
MgO	2,09	0,0525
H ² O	11,25	0,6250
<hr/>		
	100,00	

Die beiden Analysen stimmen recht nahe mit einander überein. Wenn auch die Aequivalentzahlen der einzelnen Bestandtheile nicht in derart einfachen Verhältnissen stehen, dass die Aufstellung einer Formel gerechtfertigt erscheint, so tritt doch deutlich hervor, dass im Chamoisit annähernd (Ca Mg Fe) O + Al²O³ : SiO² = 2 : 1 und SiO² : H²O = 1 : 1,5 ist, Verhältnisse, wie sie *Rammelsberg* als charakteristisch für die Cronstedtit-Thuringit-Gruppe angibt (Mineralchemie, II. Aufl., p. 496). Der Chamoisit ist gegenüber Cronstedtit und Thuringit durch grossen Gehalt an Al²O³ und das Fehlen von Fe²O³ charakterisirt.

¹⁾ Vgl. Bořický, Entwicklungsgeschichte d. i. Schichtencompl. der silur. Eisenst. Böhm. vorkommenden Minerale (Sitzungsber. d. Wiener Akademie 1869, 59, I, p. 599).

Die früher gemachten Angaben (vgl. loc. cit.) über die optischen Eigenschaften des sogenannten Chamoisites möchte ich ebenfalls an dieser Stelle ergänzen und berichtigen. In den Eisenoolithen der Windgälle setzt derselbe mit dichtem Magnetit untermischt die länglichen, concentrisch schaaligen Oolithe zusammen und erscheint unter dem Mikroskop als ein hellgrün durchsichtiges, homogenes Mineral mit deutlichem Pleochroismus und sehr schwacher Doppelbrechung. Die anscheinend dichte Masse löst sich bei sehr starker Vergrößerung an ganz dünnen Stellen guter Schliffe in feine Fasern auf, welche in ihrem Verlaufe den Umrissen der Oolithe folgen und so die concentrisch schalige Structur derselben bedingen. Die einzelnen Fasern löschen parallel aus, die Axe kleinster Elasticität liegt in ihrer Längsrichtung und ist zugleich die Richtung der stärkern Absorption. Ein Vergleich der äusserst feinfaserigen Oolithe des Eisens eines der *Windgälle* mit den entsprechenden Gebilden von *Bonaduz* und *Fernigen* berechtigt zu der Annahme, dass die im Dünnschliff erscheinenden Fasern des scheinbar dichten Chamoisites als Querschnitte von Blättchen aufzufassen sind. Es stimmen unter dieser Voraussetzung die optischen Eigenschaften des Chamoisites genau überein mit denjenigen eines negativ doppelbrechenden Chlorites.

D. Schlussbemerkungen über die Natur der Bündnerschiefer.

Nachdem im achten Abschnitte, erster Theil des vorliegenden Textbandes zur geologischen Karte der Schweiz *A. Heim* über die Geologie der Bündnerschiefer eingehende Mittheilungen gemacht hat und seine Anschauungsweise, dahingehend, dass die Bündnerschiefer in ihrer auf Blatt XIV dargestellten Ausdehnung ein einheitliches jurassisches Schichtsystem darstellen, in welchem in Folge von Dislocationsmetamorphose krystalline Felsarten sich entwickelt haben, möchte ich meine speciell aus der petrographischen Untersuchung dieser Gesteine gewonnenen Resultate ebenfalls kurz zusammenfassen und bei dieser Gelegenheit einige Bemerkungen über die vorhandene Literatur machen.

Die erste eingehendere petrographische Untersuchung hierher gehöriger Gesteine verdanken wir *Grubenmann*¹⁾, welcher einige Typen aus *Val Piora* und *Canaria* untersuchte. Ich kann im Grossen und Ganzen seine Resultate bestätigen, möchte nur hervorheben, dass die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen eine viel grössere ist, als es nach den Darstellungen *Grubenmann's* den Anschein haben möchte. Wesentlich sich stützend auf die petrographischen Bestimmungen *Grubenmann's* gibt *Bonney*²⁾ mit vielen Worten etwas vage Beschreibungen der mannigfaltig entwickelten Gesteine von *Val Canaria*, *Val Piora* und *Scopi* («Val Piora» Schists). Alle oben beschriebenen Typen erkennt man mit Leichtigkeit aus Darstellungen *Bonney's* heraus, in Beziehung auf die Masse des in Betracht gezogenen Materiales sind die Angaben *Bonney's* weit vollständiger als diejenigen *Grubenmann's*. Speciell die Kalkphyllite und Thonschiefer der östlichen Gebiete behandelt *Gümbel*³⁾ in seinem Aufsätze, betitelt: Geologisches aus

¹⁾ Cit. 146.

²⁾ Cit. 155, p. 224.

³⁾ Cit. 147, p. 44 u. ff.

dem Engadin. *Gümbel* erklärt die Hauptmasse dieser Gesteine als paläolithische, eventuell cambrische Schichten und glaubt in dem Auftreten von Rutilnadelchen und kohligter Substanzen, welche zwischen Anthracit und Carbonkohle stehen (cf. Graphitoid), ein Merkmal gefunden zu haben, mit Hülfe dessen die paläozoischen Bündnerschiefer mit Leichtigkeit von ähnlich aussehenden jüngern Bildungen unterschieden werden können. Dass eine solche Annahme durchaus illusorisch ist, braucht wohl nach den hier gegebenen Gesteinsbeschreibungen nicht noch besonders bewiesen zu werden.

Ueber die sogenannten grünen Bündnerschiefer, welche sich als dynamometamorphe Diabase erwiesen haben, machte im Jahre 1879 *Rolle*¹⁾ Mittheilungen. Er hat einige Handstücke beschrieben und die vorhandenen Mineralien im Wesentlichen richtig bestimmt.

Gegenüber den ältern Anschauungen von *Theobald* und *Escher* etc., dass nämlich die grosse Masse der Bündnerschiefer ein einheitliches Gebilde der Jurazeit darstellt, sind in neuerer Zeit besonders von *Gümbel* und *Diener*²⁾ Einwendungen erhoben worden, indem, wie bereits erwähnt, die im Osten herrschenden Kalkphyllite als paläozoisch bezeichnet wurden. *Diener* nennt sogar diese « Klärung der Frage des Bündnerschiefers » einen der grossen Fortschritte der Alpengeologie in den letzten Jahren und setzt in einem besondern Capitel seines neuesten Werkes « Der Gebirgsbau der Westalpen » (p. 104 und ff.) seine Principien auseinander, dabei kommt er zu folgendem Schlusse: « Die Frage der « Bündnerschiefer » ist gegenwärtig insoweit geklärt, als der Nachweis der Vertretung sehr verschiedenartiger Bildungen in denselben erbracht erscheint. Die nächste Aufgabe wäre es, die Trennung in verschiedene Schichtgruppen auch kartographisch durchzuführen. Der natürliche Weg zur Erkenntniss der geologischen Verhältnisse eines Terrains muss zunächst dahin gehen, gut trennbare Glieder auch wirklich auszuscheiden und nicht mit einander auf Grund der Vorstellung eines in seinem Wesen noch so räthselhaften dynamometamorphen Vorganges zu vereinigen. » Umsonst sucht man in den betreffenden Arbeiten *Diener's* nach der Ausführung dieses schönen Programmes. Wo sind die von *Diener* erkannten « gut trennbaren Glieder »; wo sind solche auch « wirklich ausgeschieden » worden? *Diener* charakterisirt die verschiedensten Gesteine mit den Worten: paläozoischer Habitus, — im Uebrigen stützt er sich auf die Angaben von *Gümbel* und *Bonney*. Kartographische Darstellungen gibt *Diener* nicht, ebenso wenig eine genügende Anzahl genauer Detailprofile, aus welchen er seine theoretischen Schlussfolgerungen ableiten könnte.

Es muss zugegeben werden, dass die in den östlichen Theilen von Bl. XIV herrschenden Kalkphyllite eigenartig gegenüber den im Westen sich findenden, hochkrystallinen jurassischen Ablagerungen ausgebildet sind. Verfolgt man aber die Schichtcomplexe in ihrer Streichrichtung, so findet man eine derartig innige Verbindung dieser als paläozoisch gedeuteten Schiefer mit petrefactenführenden Juraablagerungen, dass eine Trennung unmöglich erscheint; man müsste eine hundertfache, fingerartige Ineinanderkeilung paläozoischer und jurassischer Schichten annehmen.

¹⁾ Cit. 85, p. 35.

²⁾ Gebirgsbau der Westalpen. Wien, 1891.

In ähnlicher Weise, wie *Gümbel* und *Diener* im Osten, will *Bonney* auch im Gebiete des *Scopi* und der *Val Piora* zwischen fossilführenden Schichten und altkrystallinen Schiefern allenthalben eine scharfe Grenze finden. Es ist mir unmöglich, zu erkennen, wie *Bonney* zwischen seinen «Val Piora Schists» und «Jurassic Rocks» eine derartig scharfe Trennung ziehen kann, findet er doch selbst in beiden Gruppen dieselben für metamorphe Schichten so charakteristischen Mineralien. Wären hier in der That zwei im Alter durchaus verschiedene Gesteinsgruppen vorhanden, so sähe man sich gezwungen, eine tausendfache Ineinanderknetung beider anzunehmen ¹⁾.

Wir kommen mit absoluter Gewissheit zu dem Schlusse, dass mit Ausnahme der trennenden Rauchwacke die ganze, zwischen Tessinergneissen und Gotthardmassiv eingeklemmte Schiefermasse von jurassischem Alter ist. Es ist wahrscheinlich, dass mehrere spitze Mulden oder Schuppen vorliegen, jedoch ist das mehrfache Auftreten gleicher Gesteine in ein und demselben Profile nicht immer nothwendig durch Faltenbildung oder Schuppenstructur zu erklären, da sehr wohl die Schichten verschiedener Horizonte bei gleichartiger primärer Beschaffenheit auch gleichartig modificirt sein können. Dass speciell die *Scopimasse* aus einer Doppelmulde besteht, erscheint kaum zweifelhaft.

In Beziehung auf die Bündnerschiefer im Gebiete von Blatt XIV ist wohl noch manche Detailfrage zu lösen, vor Allem erscheint die Aufnahme von Specialprofilen gut untersuchter Gesteinstypen nothwendig, ferner ist es von grösster Wichtigkeit, die Beziehung dieser Gesteine zu den ihnen analogen Bildungen in den angrenzenden Gegenden zu erforschen.

Nach den heute festgelegten Thatsachen muss angenommen werden, dass die Bündnerschiefer eine Serie von thonigen, kalkigen und quarzitischen Sedimenten darstellen, welche in verschiedenen Graden metamorphosirt worden sind. Die ersten Anfänge der Metamorphose bestehen stets darin, dass innerhalb der feinkörnigen Masse der normalen Sedimente Rutilmikrolithe, sowie vereinzelte, meist skeletartig ausgebildete Krystalle auftreten, die je nach der chemischen Zusammensetzung des Gesteines verschiedenartiger Natur sind. Die Einsprenglinge mehren sich, sie werden grösser; immer sind sie erfüllt von Einschlüssen von Grundmassepartikeln, welche ihre schichtförmige Anordnung auch innerhalb der Einsprenglinge nicht verloren haben. Schliesslich verwandelt sich auch der Rest der Gesteinsmasse in ein feinkörniges Gemenge krystallisirter Mineralien. Bei den am meisten umgewandelten Gesteinen tritt am wenigsten deutlich ein Unterschied zwischen Grundmasse und Einsprenglingen zu Tage.

Der ganze Vorgang der Metamorphose besteht darin, dass das feinkörnige, vorzugsweise klastische Material der ursprünglichen Sedimente allmählig aufgezehrt und zur Bildung grösserer, krystalliner Individuen verwendet wird. Auf diese Weise konnten vollständige Uebergangsreihen von Schieferthonen zu Glimmerschiefern, von kalkig-thonigen Schiefern zu Granat und respective Zoisit führenden, hornfelsartigen Gesteinen verfolgt werden. Einzig für die Kalkphyllite ist das primäre Gestein noch nicht aufgefunden worden. — Es ist anzunehmen, dass bei all' den beschriebenen Gesteinsumwandlungen in analoger

¹⁾ Dass die von *Bonney* erwähnten Einschlüsse glimmerreicher Gesteine in der Rauchwacke wirklich Glimmerschiefer der Bündnerschiefer sind, erscheint mir als durchaus nicht sicher festgestellt.

Weise, wie *Rosenbusch* es für die Producte der Contactmetamorphose betont hat, die Gesteine, welche wir z. B. als Hornfelse entwickelt finden, nicht erst das Stadium der Clintonit- und Granat- resp. Zoisitphyllite durchlaufen haben; die verschiedenen Varietäten sind einander coordinirt und gleichzeitig entstanden. Dass der grossartige Process der Gesteinsmetamorphose mit ganz bedeutenden Stoffwandlungen innerhalb der Gesteinsmassen verbunden war, beweisen auf das Deutlichste die metermächtigen Quarzbänke, welche als pseudomorphisirte Dolomitschichten sich erweisen.

Als Producte der Metamorphose treten hauptsächlich folgende Mineralien auf: Biotit, Muscovit, Margarit, Paragonit, Clintonit, Chloritoid, Aktinolith, Zoisit, Epidot, Granat (Almandin), Disthen, Staurolith, Orthoklas, Plagioklas, ferner Rutil, Turmalin und Magnetit. Bemerkenswerth ist das Fehlen von Andalusit.

Die Ursache der beschriebenen Umwandlungen kann nach unsern heutigen Anschauungen nur in der Dynamometamorphose oder in der Contactmetamorphose gesucht werden.

Das Auftreten von postjurassischen Graniten in unsern Alpen, wodurch die Möglichkeit contactmetamorpher Juraablagerungen gegeben wäre, ist principiell kein Ding der Unmöglichkeit, sind doch die Tonalite des Adamello posttriadisch, und in den Pyrenäen finden sich in weiter Verbreitung Granite, welche jünger als Jura sind. Dass der heutige Verband von metamorphosirten Schiefern mit den granitischen Gesteinen des Gotthardmassivs nicht derart ist, wie er in einer normalen Contactzone gefunden wird, darf uns nicht wundern, denn durch die gewaltige Alpenfaltung der Tertiärzeit, namentlich in diesen Regionen stärkster Pressung, sind sämmtliche Gesteine in ihrem ursprünglichen Verbande vollkommen gestört worden.

In der grossen Zahl der in den beiden letzten Jahrzehnten erschienenen Arbeiten finden wir überall die Ansicht vertreten, dass die Granite des Gotthardmassives, von welchen die Contactwirkung hätte ausgehen müssen, viel älter als Jura sind. Ist diese Anschauung richtig, so müssen wir also nicht in dem Empordringen von Granitmassen, sondern in den späterhin bei der Gebirgsbildung thätigen Kräften die Ursache der Metamorphose suchen. Erhöhter Druck, hohe Temperatur und überhitzte Wasserdämpfe sind in diesem Falle die Agentien, welche eine so weit gehende Umkrystallisation der vorhandenen Mineralstoffe bedingt haben. Den Erscheinungen des Dislocationsmetamorphismus ist in letzter Zeit von den verschiedensten Seiten die grösste Aufmerksamkeit geschenkt worden, aber trotzdem sind derartige Umwandlungen, wie sie in den Hornfelsen und Glimmerschiefern der Bündnerschiefer vorliegen, noch kaum bekannt geworden¹⁾. Es stellt sich eine sehr weitgehende Convergenz in den Bildungen der Contact- und der Dynamometamorphose heraus.

¹⁾ Unter den metamorphen Kreideschichten der Coast Ranges von Californien finden sich nach den Darstellungen von *George F. Becker* Gesteinstypen, welche gewissen Bündnerschiefern genau entsprechen (vgl. *Becker. G. F. Geology of the Quicksilver deposits of the Pacific slope. — U. S. geological survey. Monograph XIII. 1888. Chap. III.*

VI.

Gesteine aus dem Thalgebiete von Schams.

A. Krystalline Einlagerungen und polygene Conglomerate in den Kalkstöcken von Schams.

In enger Verbindung mit den eigenthümlichen, mitten im Bündnerschiefer auftretenden Kalkstöcken in Schams (vgl. Taf. II, Profil 13 und 9) treten krystalline Schiefer von granit- oder gneissähnlicher Beschaffenheit auf. Diese Gesteine bilden mit den Kalken polygene Conglomerate (*Piz Vizan*), oder sie sind als mächtige Linsen den Kalken eingelagert (*Alp Ciss und Taspin*, ferner am Westabhang des *Averser Weissberges* [Blatt XIX]). Die Grenze zwischen körnigem Kalk und krystalliner Felsart ist makroskopisch immer ganz scharf. Das krystalline Gestein ist in seiner typischen Ausbildung, wie es z. B. bei den Silbergruben von *Taspin* auftritt, grobkörnig und deutlich gequetscht. Es enthält knollenförmig auftretenden, milchig getrübbten Quarz, rundliche Feldspathkörner, die häufig Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind, ferner grüne, fettglänzende Sericitflatschen und schuppige Aggregate eines graugelben, seideglänzenden Glimmers.

Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich die Quarzpartien als Aggregate von zackig begrenzten, optisch verschieden orientirten, rissigen Körnern. Die einzelnen Körner sind stark getrübt und reich an Flüssigkeitseinschlüssen, welche oft reihenweise sich anordnen. Sie enthalten Zirconkryställchen und Muscovitschüppchen. Durchweg sind undulöse Auslöschung und verschwommene Streifensysteme zu beobachten.

Der Feldspath ist niemals regelmässig begrenzt. Kleinere Körner zeigen Zwillingstreifung. Er ist durch Zersetzungsproducte getrübt, welche oft in so grosser Menge sich entwickeln, dass die ganze Feldspathmasse bis auf wenige Reste in Sericitflasern und Quarzkörner umgesetzt ist. Neben dem sericitischen, aus Feldspath entstandenen Glimmer treten Blättchen eines eigenthümlichen, hellgelben bis farblosen Glimmers auf, die vollständig von opaken, namentlich auf den Spaltungsdurchgängen sich anhäufenden Körnern, erfüllt sind. Die Lamellen des Glimmers sind stets stark verbogen. Einzelne Schnitte zeigen deutlichen Pleochroismus wie Biotit. Losgelöste Blättchen erwiesen sich als beinahe einaxig. Sie sind zum Theil ganz erfüllt von einem Gitterwerk nadelförmiger Rutil-Mikrolithe. Beim Eindampfen des Glimmers

mit Kieselflussssäure bildeten sich vorzugsweise Magnesiumsalze. Es scheint ein stark zersetzter, zum Theil in Muscovit umgewandelter Magnesiaglimmer vorzuliegen. Nicht selten enthält dieser Glimmer als Einschlüsse Apatit in ziemlich grossen, gewöhnlich von vielen unregelmässigen Rissen durchzogenen Individuen. Grössere Zirkonsäulchen finden sich recht häufig in Quarz und Sericit eingebettet. An Carbonaten ist das Gestein ziemlich reich, namentlich umziehen solche in schmalen Bändern die einzelnen Quarzkörner.

Die makroskopisch scharfe Grenze zwischen Kalk und krystallinem Gestein erscheint im Dünnschliff etwas verwischt, indem Trümmer beider sich mit einander mischen.

A. Heim bezeichnet das beschriebene Gestein mit einem besondern Namen und nennt es Taspinit. Nach mikroskopischem Befunde lässt sich schwer entscheiden, ob ein krystallines Trümmergestein oder ein stark gepresster Granit, eventuell Gneiss vorliegt.

B. Der Rofnaporphyr.

Aehnlich wie das Adulamassiv springt auch das *Surettamassiv* mit seinem nördlichen Ende in das Gebiet der Bündnerschiefer vor und wird von letzteren im Grossen und Ganzen concordant überlagert. Im Gebiet von Bl. XIV ist das Gestein des *Surettamassivs* der südlich von *Andeer* weit verbreitete, sogenannte Rofnagneiss (vgl. Taf. II, Prof. 9 und 13), unter welchem dann weiter südlich im *Aversthale* zwischen *Canicül* und *Valle di Lei* Gneisse hervortauchen, welche den Adulagneissen äquivalent sind und die gleichen eklogitartigen Amphibolite enthalten.

Der sogen. Rofnagneiss, welcher als ein schiefriger Porphyr erkannt wurde, ist überall deutlich in Schichten abgetheilt, deren Mächtigkeit je nach der Natur des Gesteines wechselt. In den tiefern Theilen des Complexes (z. B. in der *Rofnaschlucht*) stehen die Bänke meist steil, in der Höhe legen sie sich flacher (Westseite: *Cazun-Burgias*, Ostseite: *Bagnusch-Albin*). In Beziehung auf Mineralbestand ist der Rofnagneiss durch seine ganze Masse hindurch höchst einförmig. Er besteht aus Quarz, Orthoklas und graulichgrünem, feinschuppigem Kaliglimmer. Die mannigfachen Structurformen könnte man nach ihrem äussern Habitus mit Körnelgneissen, Felsitschiefern (Rofnaporphyr, *Studer*), Glimmerschiefern und Augengneissen vergleichen.

Bei mikroskopischer Untersuchung treten in all' den verschiedenen Varietäten eine Reihe von Eigenthümlichkeiten hervor, sowohl die einzelnen Mineralien als auch die Structur im Allgemeinen betreffend. Die Structur ist immer eine ausgeprägt porphyrische. Als Einsprenglinge treten auf Quarz und Orthoklas, die feinkörnige Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspath und Glimmer. Sowohl die Einsprenglinge als auch die Grundmasse zeigen alle Erscheinungen, welche für in Folge von Druckwirkung umgebildete Granit- und Quarzporphyre besonders bezeichnend sind ¹⁾. Die meist

¹⁾ Vgl. Cit. 135. — Ferner: *K. Futterer*: Die „Ganggranite“ von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald (Mitth. d. Bad. geol. Landesanstalt, Bd. II).

zertrümmerten, seltener gestreckten Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Die Begrenzung der weniger deformirten Körner ist oft derart, dass man Krystalle erkennt, deren Kanten durch magmatische Resorption gerundet worden sind. Die Feldspath-einsprenglinge sind durchweg Orthoklas; meist in einzelne Stücke zerbrochen, lassen die Individuen alle Uebergänge von undulöser Auslöschung zu mehr oder weniger deutlich ausgeprägter Mikroklinstructur erkennen. Sehr selten sind Ueberreste eines dunkeln Glimmer aufzufinden. Der immer reichlich vorhandene grüne Glimmer scheint secundären Ursprunges zu sein, mit zunehmender Deformation des Gesteines häuft er sich. Er tritt ausschliesslich als Gemengtheil der Grundmasse auf, und zwar bald in Form dichter, gewundener Bänder (Sericit), bald als einzelne kleine Blättchen, die theils zerstreut sind, theils an gewissen Stellen sich ansammeln. Solche Blättchen zeigen die optischen Eigenschaften eines grünlichen, schwach pleochroitischen Muscovites und sind mit dem in gewissen Protoginen auftretenden Kaliglimmer zu vergleichen. Meist zackig begrenzte Quarz- und Orthoklaskörner bilden neben Muscovit die Bestandtheile der Grundmasse. An accessorischen Gemengtheilen ist der Rofnagneiss sehr arm, kanten-gerundete Apatitkrystalle beobachtet man gelegentlich.

Unter dem von mir gesammelten Material lassen sich, wie oben erwähnt, nach ihrem äussern Habitus etwa vier Varietäten aussondern, welche allerdings ganz allmählig in einander übergehen. Die makroskopisch «Körnelgneissen» ähnlich sehenden Gesteine zeigen Parallelstructur, werden aber nicht schiefrig. Quarz und Feldspath treten in Form rundlicher oder ellipsoidischer, reihenweis angeordneter Körner auf. Zwischen denselben hindurch winden sich schmutzig grüne Sericitfasern. Unter dem Mikroskop tritt die Porphystructur deutlich hervor. Die Grundmasse ist feinkörnig, der Glimmer häuft sich innerhalb derselben zu sericitischen Flecken an, von denen aus einzelne Muscovitblättchen sich in die übrige Grundmasse hineinziehen.

Mit der beschriebenen Varietät sind durch mannigfache Uebergänge die felsitischen einerseits und die Glimmerschiefer ähnlichen Varietäten anderseits verbunden.

Die Felsitschiefer sind von graulichgrüner Farbe, die Einsprenglinge werden im Durchschnitt nicht über 2 mm. lang. Unter dem Mikroskop zeigt die äusserst feinkörnige Grundmasse sehr schön jene als Druckwirkung zu deutende gewunden-flaserige Structur, welche einige Aehnlichkeit mit primärer Fluidalstructur besitzt. Auf schmalen Klüften ebenso wie an den beiden in der Druckrichtung gelegenen Seiten der Einsprenglinge sammelt sich neugebildeter, körniger Quarz an. Die langgestreckten Sericitfasern winden sich um die Einsprenglinge, in deren Nähe sie häufig etwas grobblättriger werden (vgl. Photographie Nr. 14). Der Feldspath der Grundmasse ist fast vollständig durch Sericit verdrängt.

Die mit Glimmerschiefern zu vergleichenden Abarten entwickeln sich aus den Körnelgneissen dadurch, dass die Einsprenglinge kleiner werden und an Stelle der Sericitfasern schuppiger Glimmer in ebenflächigen, parallelen Lagen immer mehr überhand nimmt. Innerhalb der Glimmerlagen treten nun an einzelnen Stellen grosse Quarzkörner und Feldspathkrystalle auf, die bis 2 cm. lang und 1 cm. breit werden. Je zahlreicher diese Einsprenglinge sich einstellen, um so mehr wird die Structur

des Gesteines eine gewunden-flaserige, wie sie für Augengneisse charakteristisch ist. Neben dem schuppigen, grünen Glimmer treten hier graugrüne, glänzende Sericitputzen auf. Die Feldspathkrystalle sind von Rissen durchzogen und die grossen, glasigen Quarzkörner werden von zuckerkörnigem Quarz umsäumt. — Im Dünnschliff sieht man, wie die Orthoklaskrystalle meist nach der Richtung der basalen Spaltbarkeit auseinander gerissen sind, auf den Klüften siedelte sich feinkörniger Quarz und Calcit an (vgl. Photographie Nr. 15). Oft ist die Feldspathsubstanz durch Sericit ersetzt. Die Grundmasse besteht fast ausschliesslich aus Muscovit, Epidot und Quarz.

In Betreff des Nebeneinandervorkommens der verschiedenen Varietäten ist zu bemerken, dass häufig schichtweise Wechsellagerung derselben zu beobachten ist. Im Grossen und Ganzen kann betont werden, dass die körnigen, sericitischen Varietäten in der Tiefe des Massivs auftreten, während die Augengneisse ein höheres Niveau einnehmen.

Der Rofnaporphyr ist bereits von *Rolle*¹⁾ untersucht und als Verrucano-Aequivalent, d. h. als eine krystalline Grauwacke, gedeutet worden. Aus vorliegenden Untersuchungen ergibt sich, dass derselbe, makroskopisch eine grosse Aehnlichkeit mit Sericitgneissen in ihren verschiedensten Abänderungen zeigend, ein porphyrartiges Gestein ist. Jedenfalls ist der «Rofnagneiss» ein dynamometamorphes Gebilde. Es lässt sich mit Bestimmtheit nachweisen, dass die ursprüngliche Felsart ein Eruptivgestein und zwar ein Mikrogranit oder Granitporphyr war. Der Rofnaporphyr ist jedenfalls das jüngste der altkrystallinen Gesteine unseres Gebietes.

¹⁾ Cit. 85, p. 17, vgl. ferner Carta geologica d'Italia 1 : 1,000,000, Roma 1889, wo der Rofnagneiss mit pc (Perm oder Carbon) bezeichnet ist.



Erklärung zu Tafel VIII.

(Mikrophotographien.)

- Fig. 1. Hornblendegabbro. — *Alp Puntaiglas*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 16.
- Fig. 2. Feldspathauge mit gestautem Glimmer. — Adulagneiss. — Kamm zwischen *Scharboden* und *Frunthorn*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 32.
- Fig. 3. Mechanische Deformation von Granat. — Granatmuscovitschiefer. — Zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 35.
- Fig. 4. Granatskelete in Strahlstein. — Eklogitartiger Amphibolit. — *Zapport*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 37.
- Fig. 5. Zoisit mit organischer Substanz imprägnirt. — Zoisitphyllit. — *Scopi*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 45.
- Fig. 6. Granateinsprenglinge von Grundmassegemengtheilen in parallelen Zügen durchsetzt. — Granathornfels. — *Piora*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 47.
- Fig. 7. Körniger Granat, anastomosirende Bänder bildend. — Granathornfels. — *Val Canaria*.
Vgr. 32 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 48.
- Fig. 8. Grüner Glimmer, durchsetzt von parallelen, aus ihrer Richtung abgelenkten Magnetit-schnüren. — Glimmerschiefer. — *Piora*.
Vgr. 24 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 50.
- Fig. 9. Skelete von Strahlstein. — Strahlsteinquarzit. — *Ganna nera*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 54.
- Fig. 10. Gefaltelter Diallag. — Schieferiger Gabbro. — *Sponda Sursess (Piz Curver)*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 11. Diallag in einzelnen Lamellen durch Chlorit ersetzt. — Gabbro. — *Barugls (Piz Curver)*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 12. Reste von primärem Augit. — Schieferiger Diabas. — *Sponda Sursess (Piz Curver)*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 13. Reste von ophitischer Structur. — Grüner Schiefer. — *Brennhof bei Nufenen*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 63.
- Fig. 14. Quarzeinsprenglinge, umsäumt von Sericitfasern, mit neugebildetem, körnigem Quarz an beiden Enden. — Rofnaporphyr. — *Rofnaschlucht*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 75.
- Fig. 15. Zerbrochener Orthoklaskrystall. — Rofnaporphyr. — *Aversthal*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 76.



GEOLOGISCHE PROFILE der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein (2 Tafeln)

zu Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1:100,000
in den Jahren 1871 bis 1885 aufgenommen
von

Dr. ALBERT HEIM

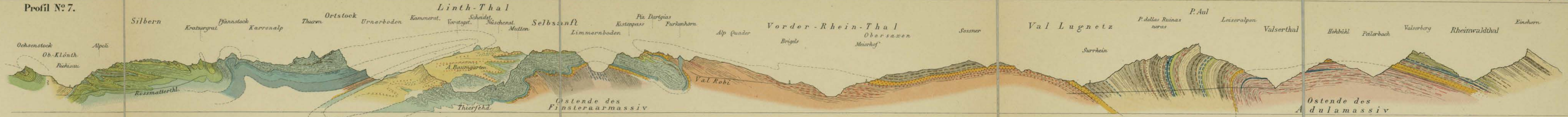
Professor der Geologie am eidgenössischen Polytechnikum
und der Universität in Zürich.

Maßstab für Höhen und Längen 1:100,000.

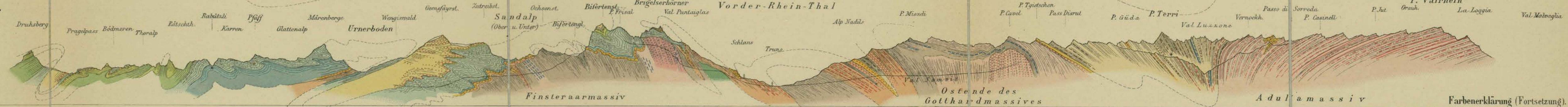
Farbenerklärung für beide Profiltafeln.

	Schuttbildungen
	Molasse
	Flysch
	Eocene Quarzite
	Flysch Sandstein u. Conglomerate
	Taveyanax-Sandstein
	Nummulitenbanker
	Wangschichten (Escher)
	Seemerkalk
	Gault
	Schrottkalk
	Neocomien u. Valengien
	Balmuccieschiefer (Escher)
	Malin (maistre Jura, Hochgebirgskalk)
	Dogger (brauner Jura)
	Lias
	Kalkreicher Gröner Sandsteineiger od. quarzitischer Glimmerschiefer
	Schwarzer Dolomit, Marmor u. Kalkstein der Secundärperiode
	Polygone Conglomerate u. Krystall. Gesteine der Secundärperiode
	Quarzschiefer
	Rauchwacke u. Röttschiefer
	Gyps
	Rorschach

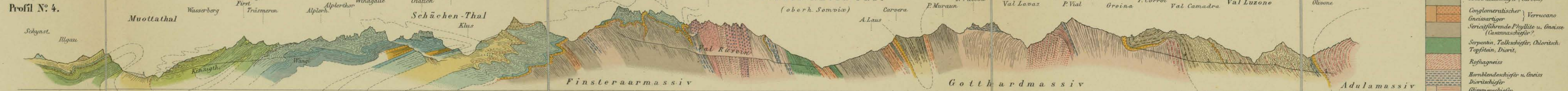
Profil No. 7.



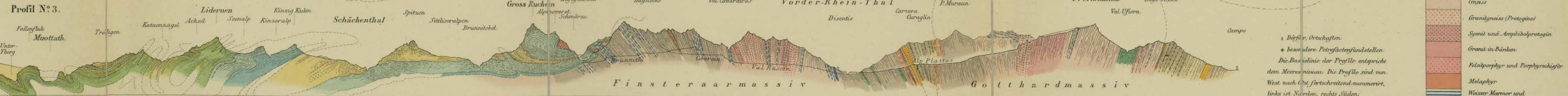
Profil No. 5.



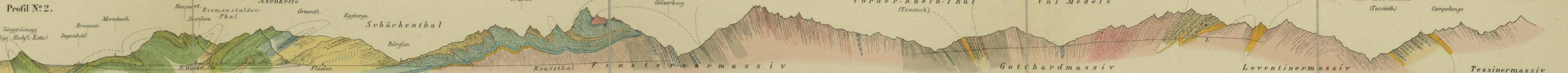
Profil No. 4.



Profil No. 3.



Profil No. 2.



Farbenerklärung (Fortsetzung).

	Anthracit-schiefer (Carbon)
	Conglomerat-schiefer u. Verrucano Gneissartiger Sericitführender Phyllite u. Gneisse (Gneiss-schiefer)
	Serpentin, Talk-schiefer, Chlorit-schiefer, Diort, Rhyagneiss
	Hornblendeschiefer u. Gneiss, Diort-schiefer, Glimmerschiefer, Glimmerschiefer Gneiss
	Gneiss
	Granitgneiss (Protophane)
	Syenit und Amphibolprotophane
	Granit in Bänken
	Feldspathic und Porphyrit-schiefer
	Melaphyr
	Wasser-Marmor und Dolomitmarmor

• Dörfer, Ortschaften
* besondere Petrofäcienfundstellen
Die Basislinie der Profile entspricht dem Meeresniveau. Die Profile sind von West nach Ost fortschreitend nummeriert, links ist Norden, rechts Süden.

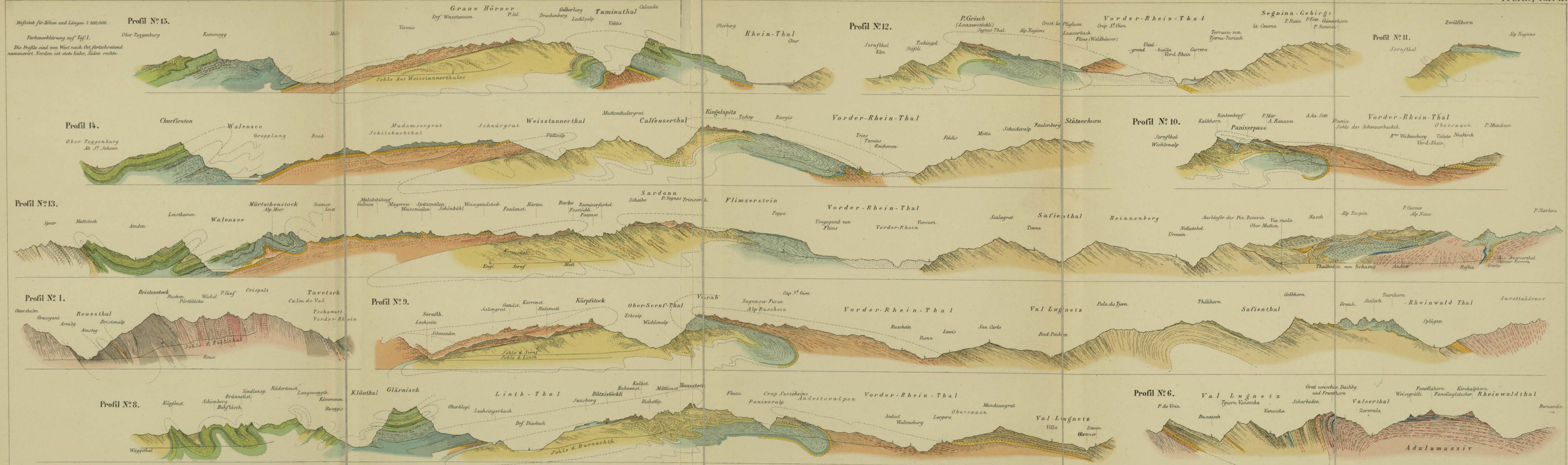




Fig. 1. Ostwand der Silbern, gezeichnet d. 3. IX. 1883 von der Hinter-Schlatt Alp am Glärnisch.

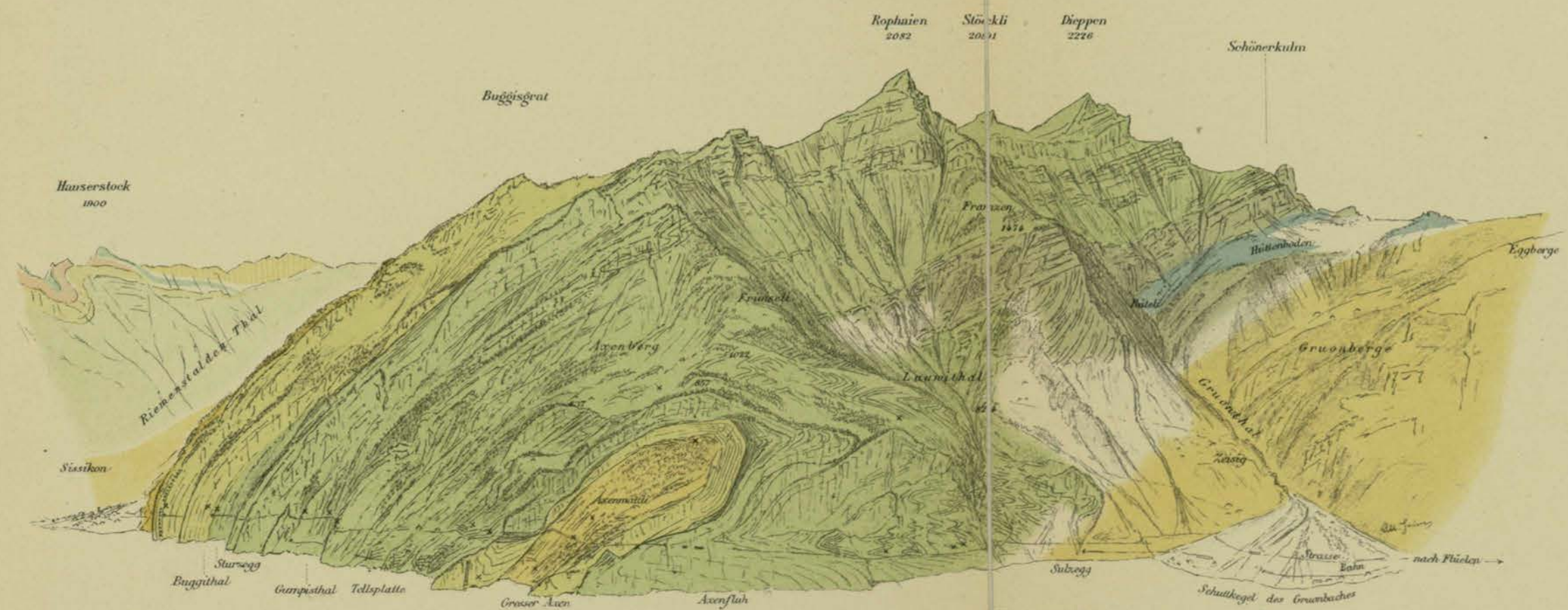
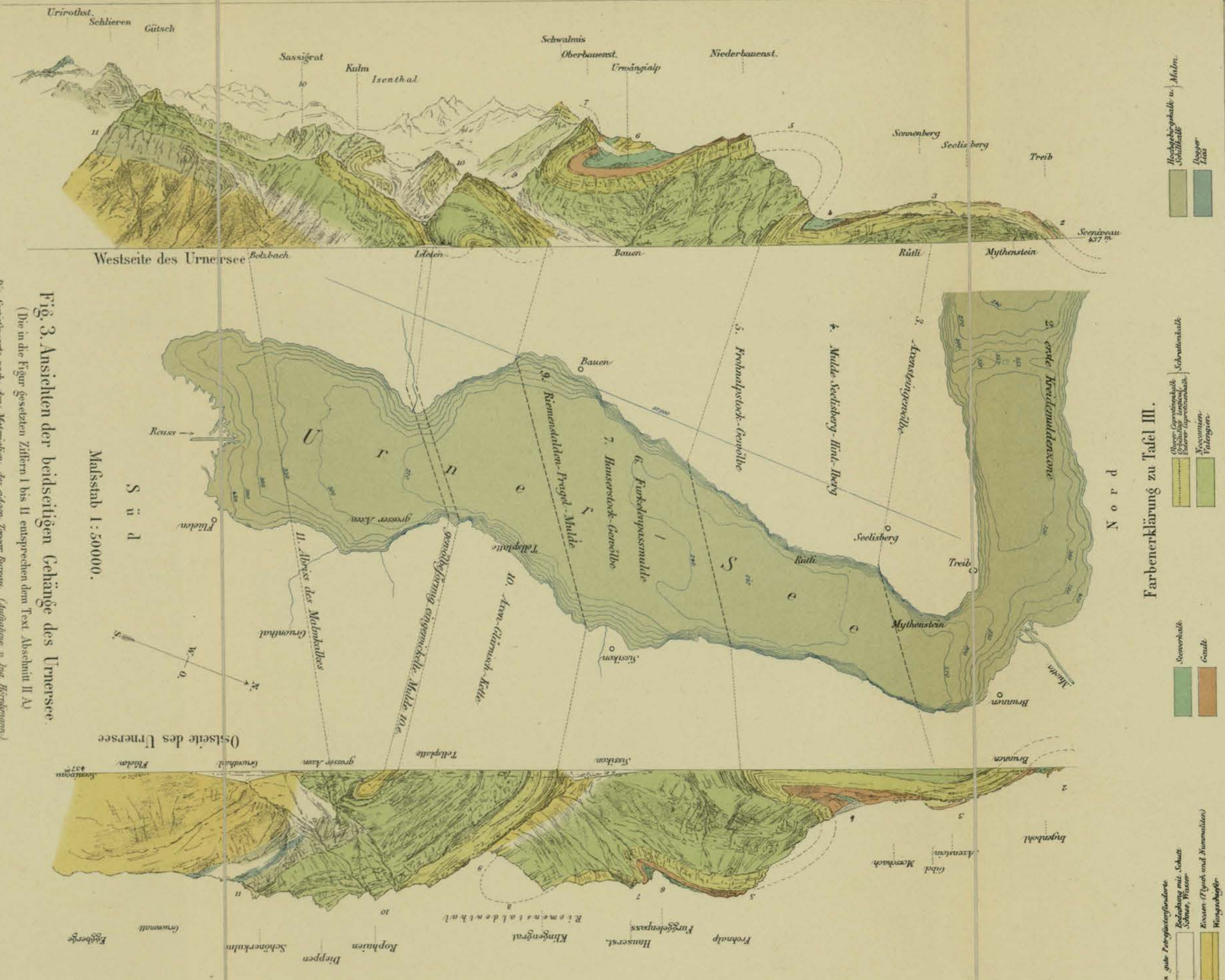


Fig. 2. Axenberg gezeichnet ca. 1 St. oberhalb Isleten, IX 1882.
* gute Fundorte für Pezröfaden.

Autographirt von Albert Heim.



Farbenerklärung zu Tafel III.

Farbendruck der topogr. Anstalt von Wurster, Randegger & C^{ie} in Winterthur

Ergänzungen
zur Geologie der
Glarner-Doppelfalte.

(Hauptprofile auf Taf. I u. 2.)

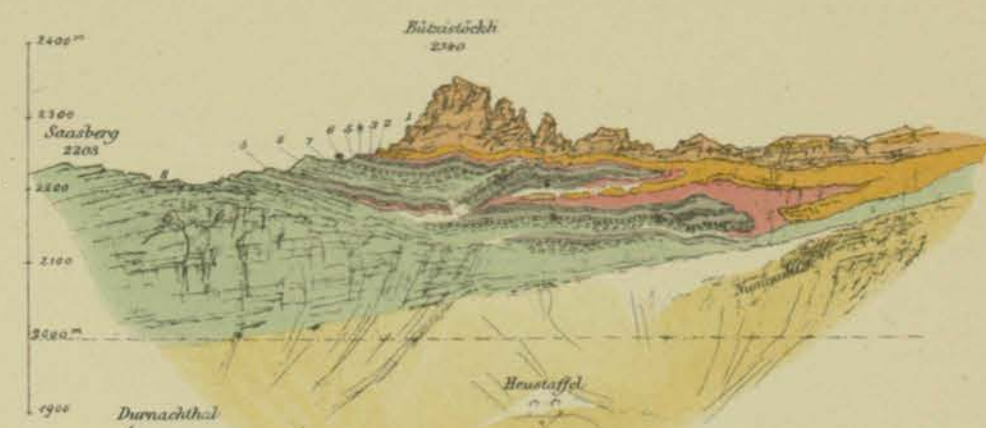


Fig. 1. Südabhang des Bützistöckli.



Fig. 3. Südseite des Ruchen-Foostock.

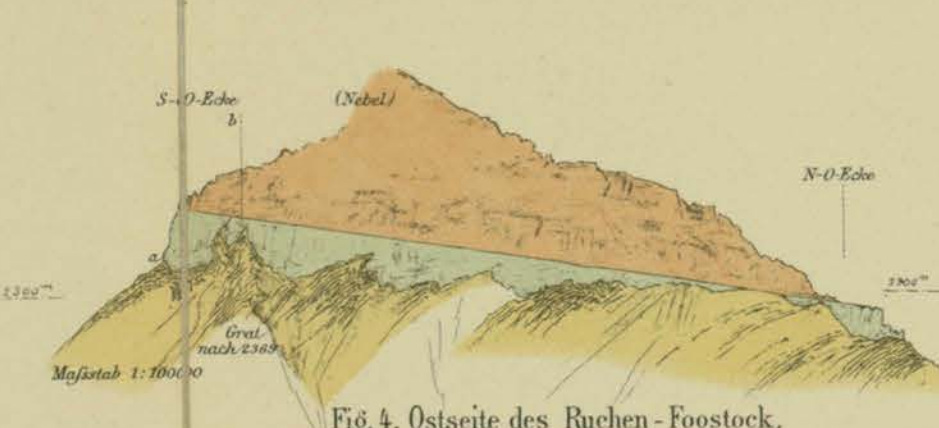


Fig. 4. Ostseite des Ruchen-Foostock.
gezeichnet von der Ecke 2369.

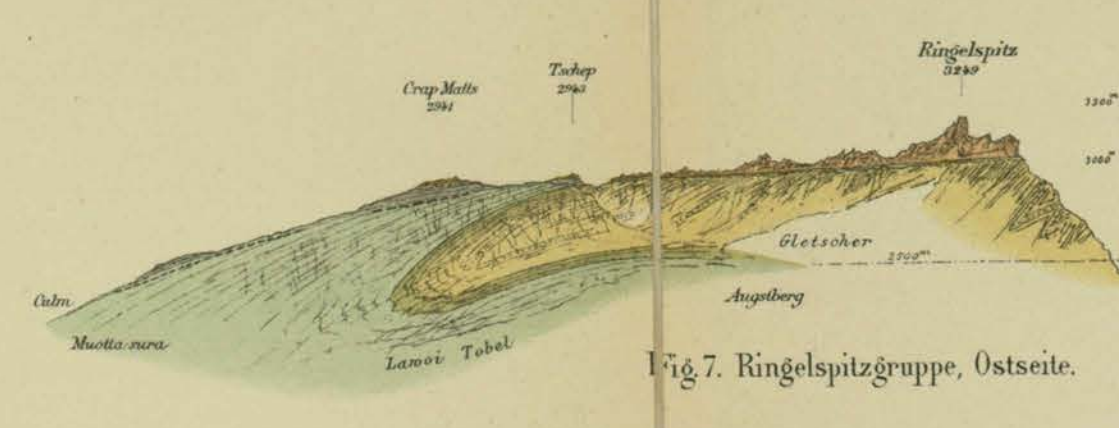


Fig. 7. Ringelspitzgruppe, Ostseite.

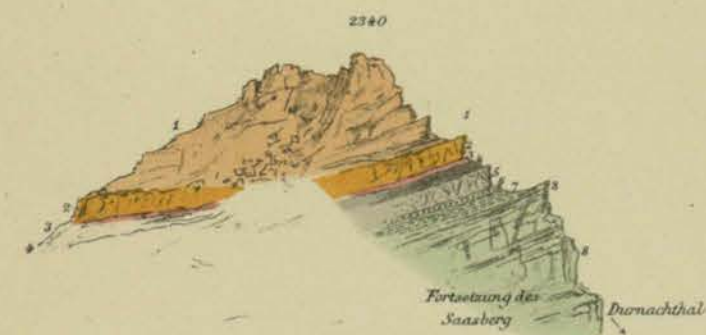


Fig. 2. Bützistöckli, Westseite.

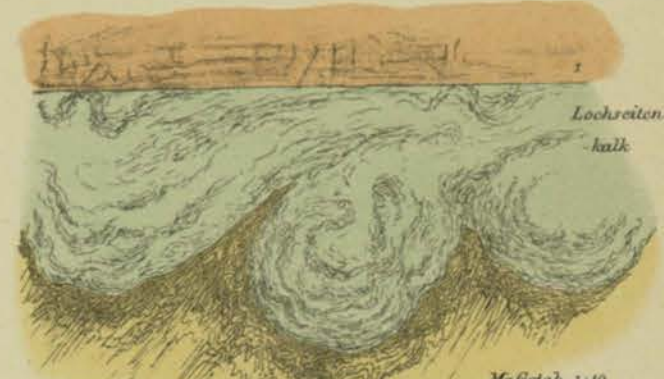


Fig. 5. Detail aus dem verkehrten Mittelschenkel
am Ruchen-Foostock.

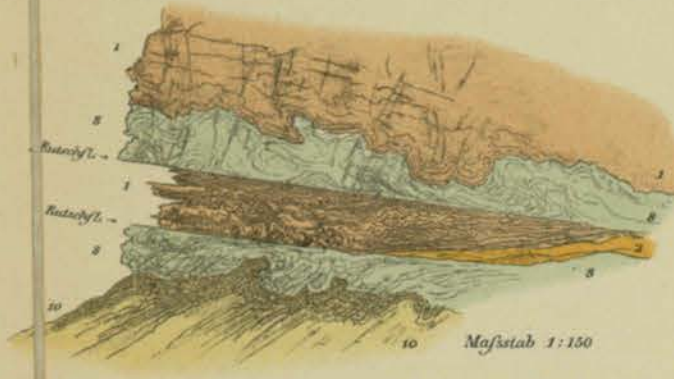


Fig. 6. Detail aus dem verkehrten Mittelschenkel
am Ruchen-Foostock.



Fig. 9. Ansicht vom Abhang des Rinkenkopf am Panixerpass gegen Süden.

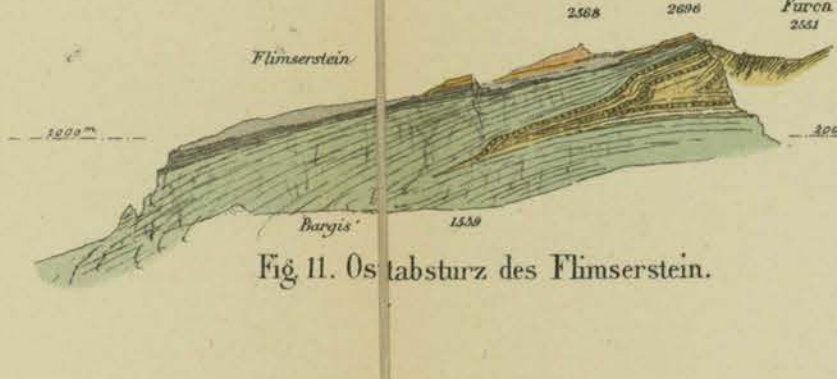


Fig. 11. Ostabsturz des Flimserstein.

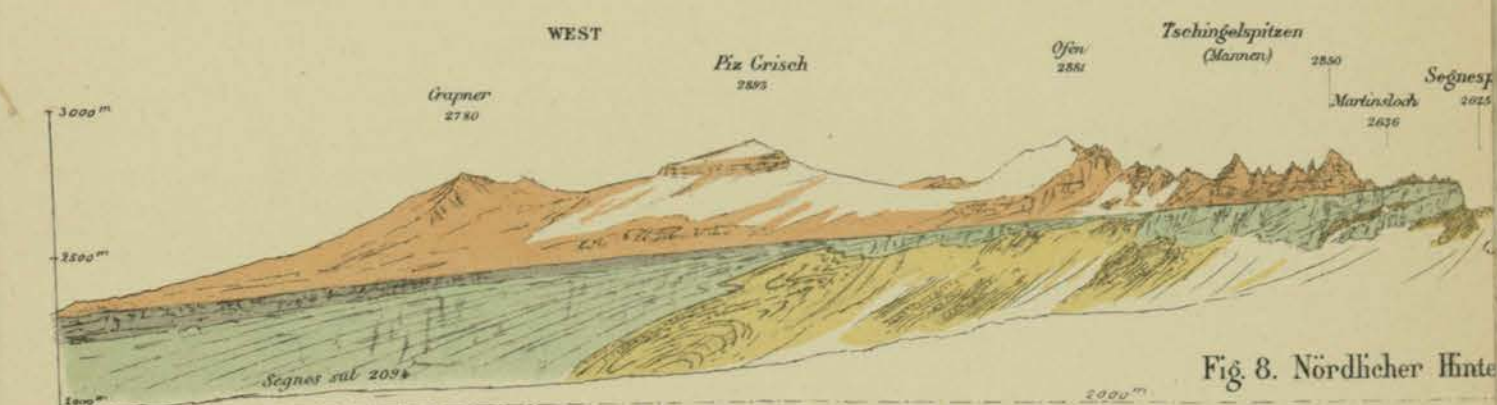
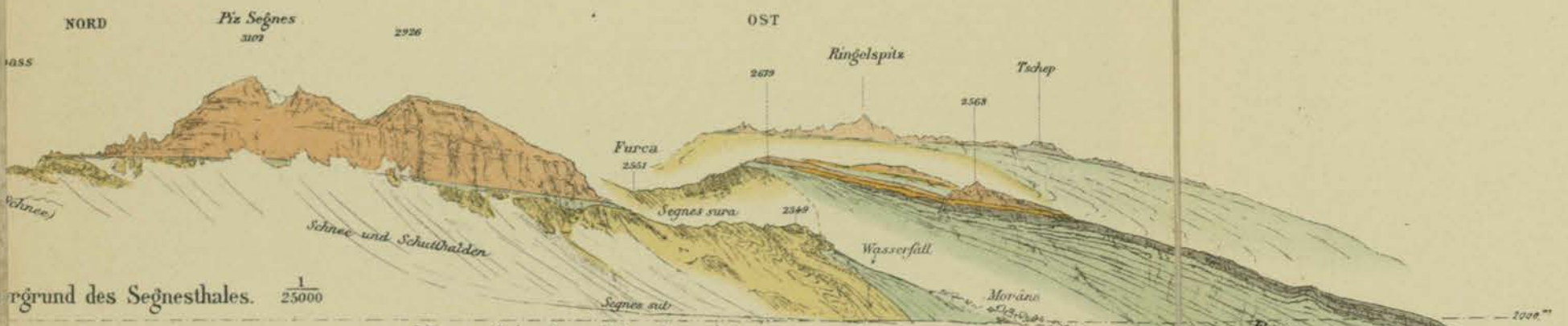


Fig. 8. Nördlicher Hintergrund des Segnesthales.



Westliche Thalseite von Segnes sut.

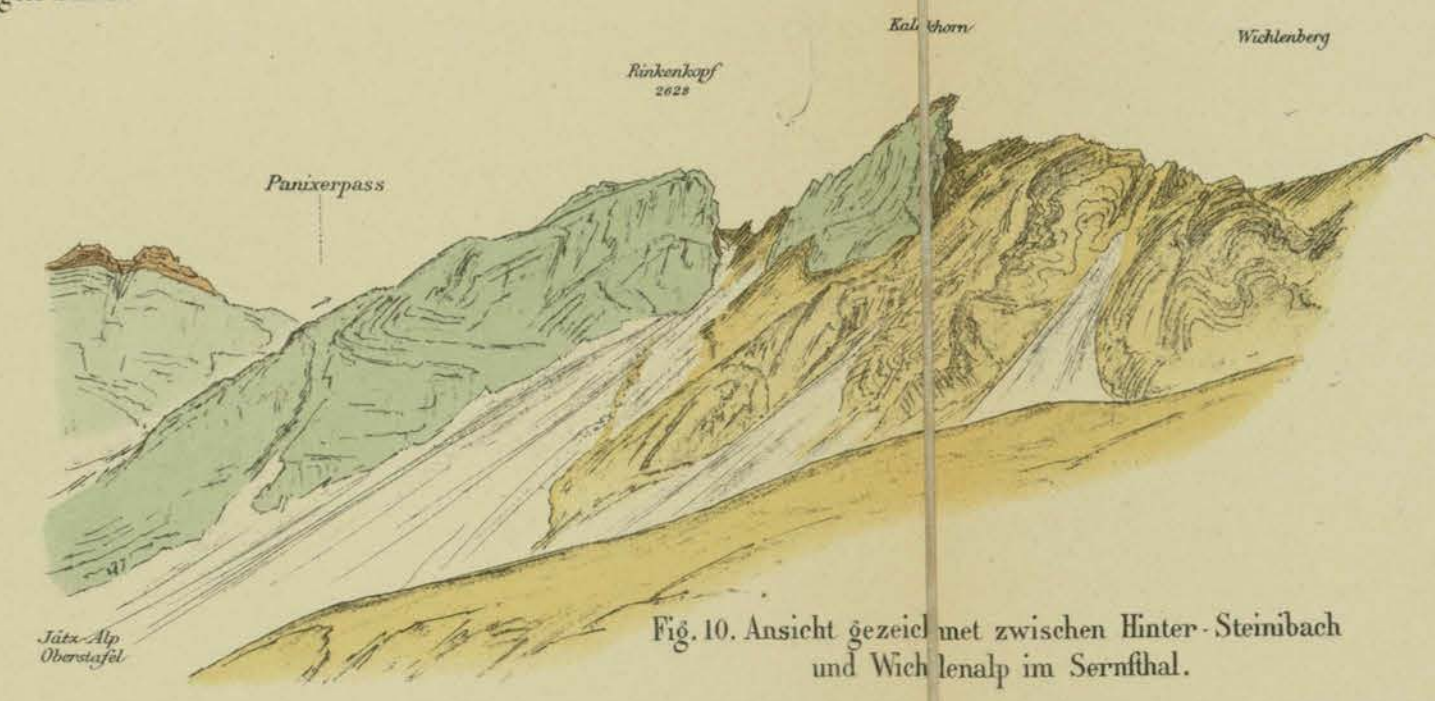


Fig. 10. Ansicht gezeichnet zwischen Hinter-Steimbach
und Wichlenalp im Sernthal.



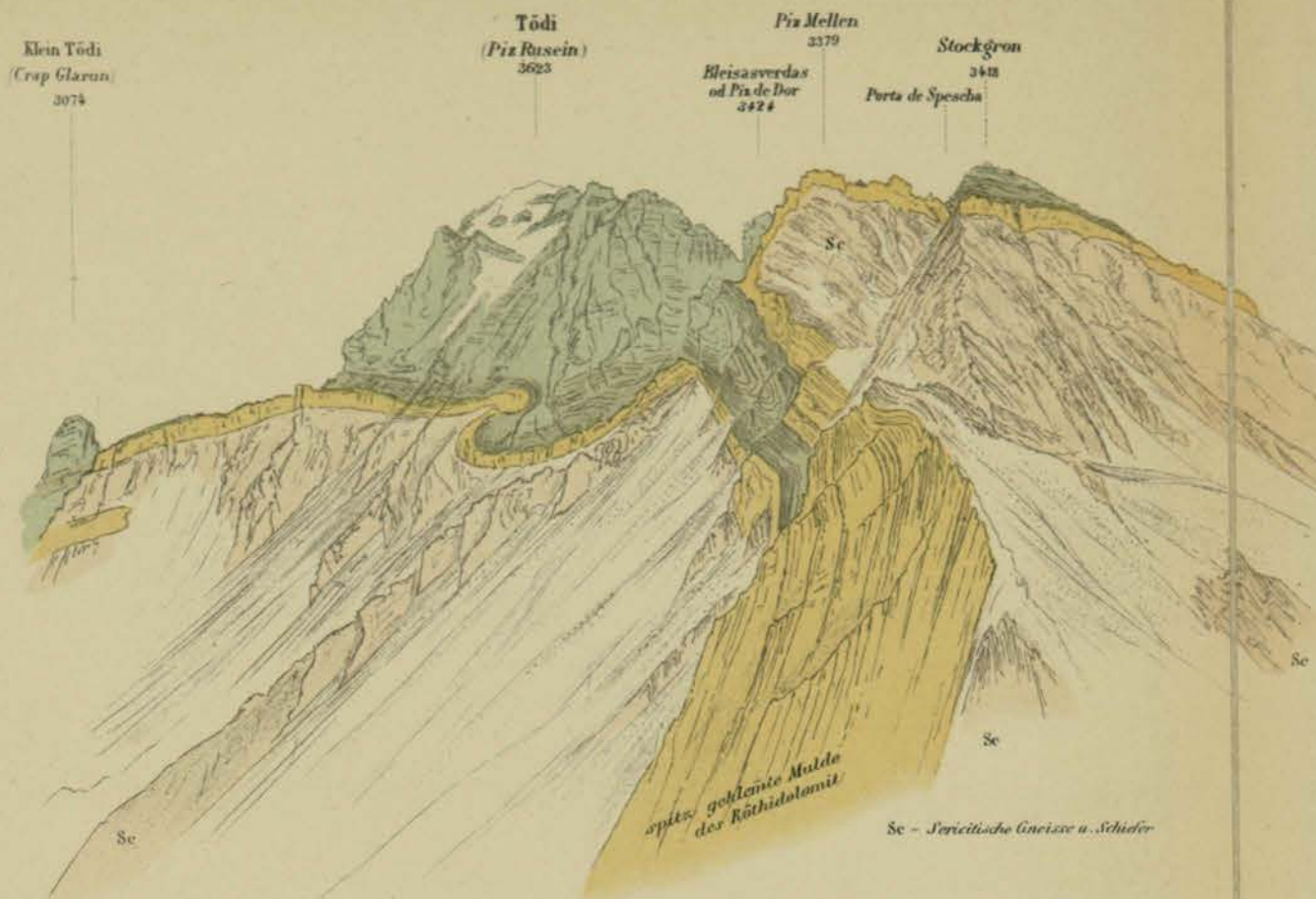


Fig. 1. Süd-West-Seite des Tödi, gezeichnet bei 2800m östlich ob der Alp Rusein.

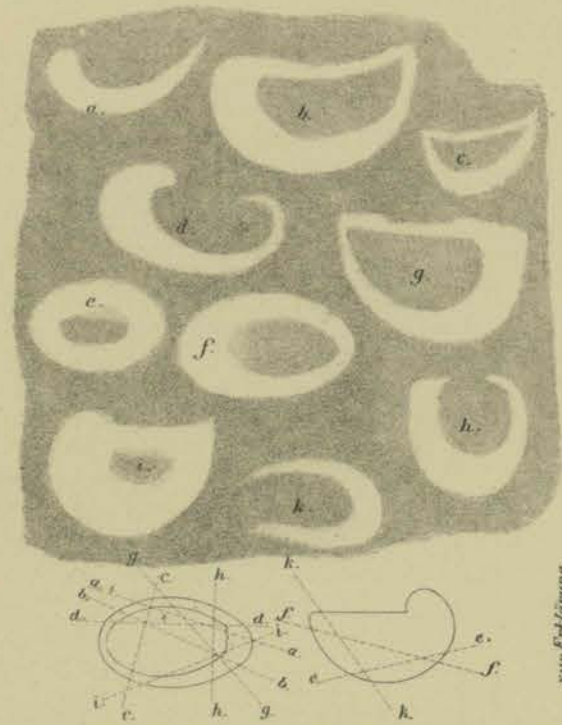


Fig. 3. Durchschnitte von *Gryphaea cymbium*? Aus dem Marmor des Bündnerschiefer unterhalb Alp Scharboden Val Lugnez.



Fig. 5. Zervreilahorn (Adula-Gruppe) 2899m.

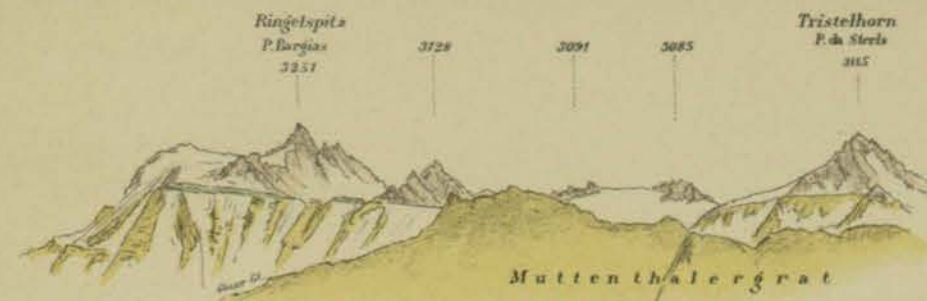


Fig. 2. Ringelspitzgruppe, von der S.O. Ecke des Foostock gesehen. (die Gipfel - Verrucano).

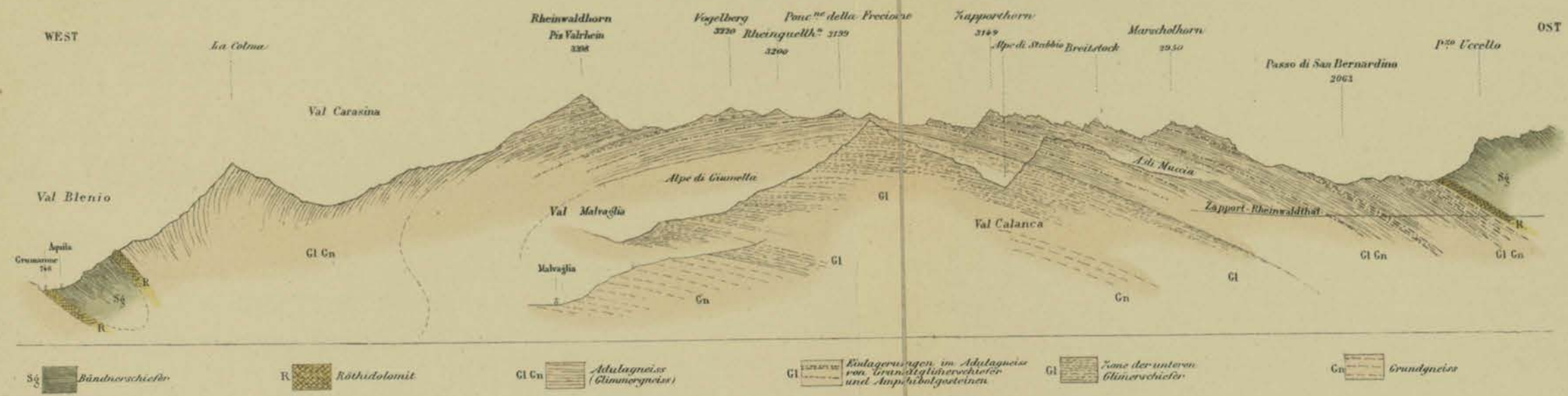


Fig. 4. West-Ost-Profil durch das Adula-Massiv, Maßstab 1:75000.



Fig. 7. Terrassenlandschaft im Val Camadra.

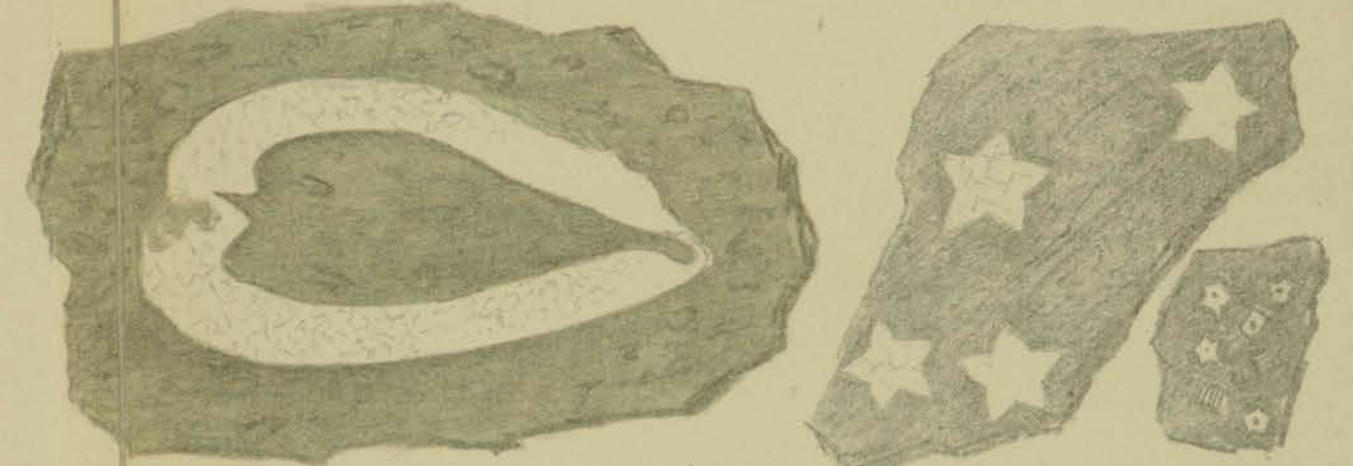


Fig. 8. *Cardinia* sp.? gefunden am S.W. Abhang des Scopi im Zoisit-Granat-Glimmerschiefer von Prof. C. Schmidt.

Fig. 9. *Pentacrinus tuberculatus* Mutschenengia Val Medel.

Fig. 10. *Pentacrinus* sp.? Val Rondadura Lucmanier.

Fig. 1. Schichtfaltungen aus der Grenzzone von Rôthidolomit und Quartenschiefer zwischen Piz Urlaun und Piz Ner, Südseite des Tödi.
(Die hellen Schichten sind dichter Rôthidolomit, die dunkeln Massen violetter Thonschiefer.)

0,77 der natürlichen Gröfse.



0,77 der natürlichen Gröfse.

Fig. 2. „Lochseitenkalk“ von der Lochseite bei Schwanden (Ct. Glarus).



Fig. 2^b Ansicht gezeichnet von Nundraus.



Fig. 2^c Der Terrassenvorsprung unter Bonaduz

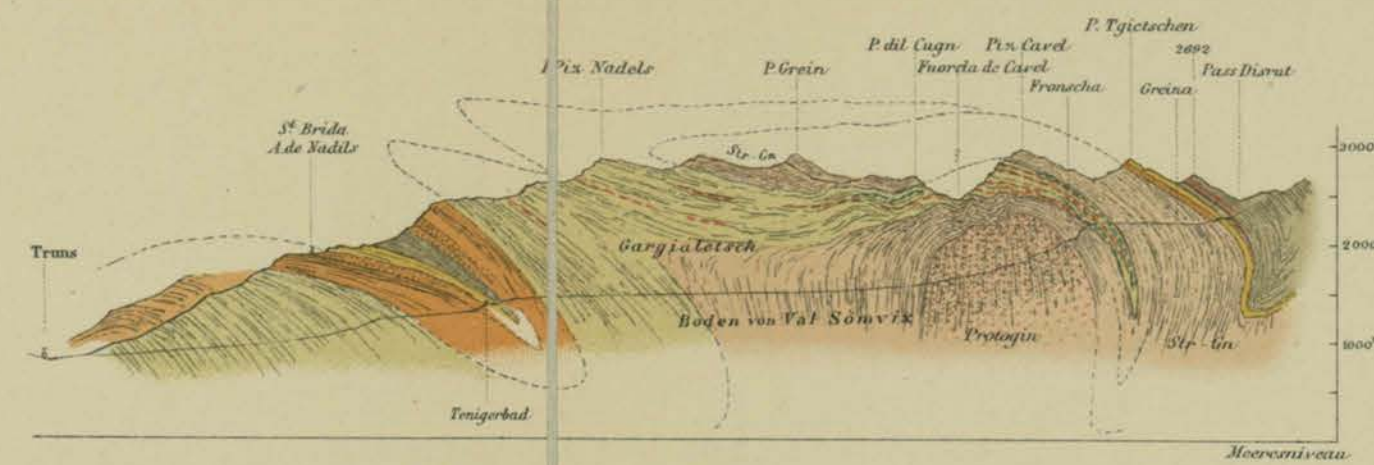


Fig. 3. Profil am Ostende des Gotthard-Massives, Ostseite v. Val Somvix
hypothetisch ergänzte Faltung

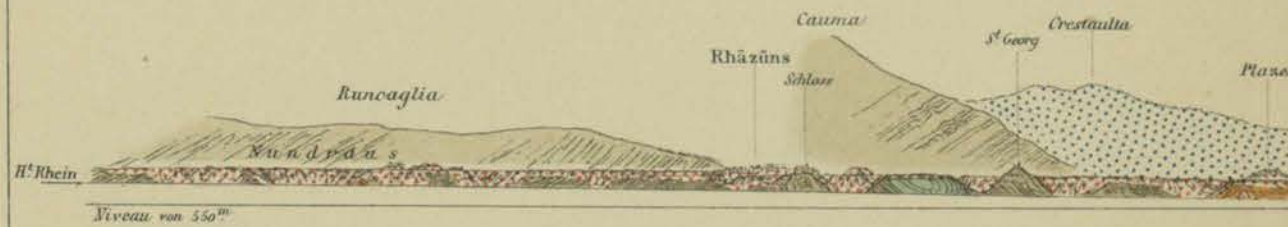


Fig. 2^a Ansicht der linksufrigen Terrasse am Hinterrhein.

Maassstab - 1 : 25 000.

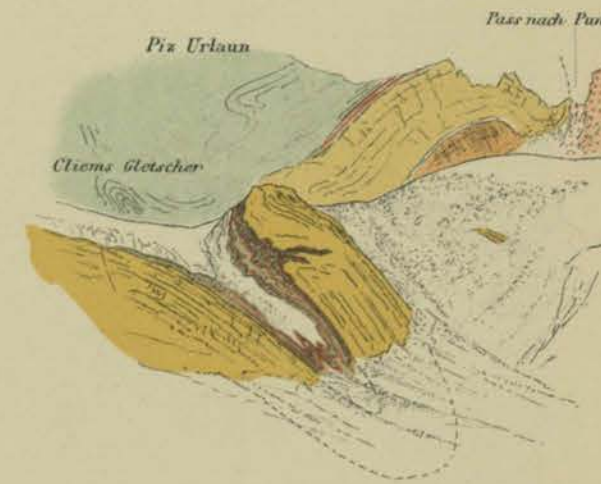


Fig. 5. Hintergrund vom Val Glems.
Quartarschiefer, gangförmig eingeknetet in Röttdolomit.

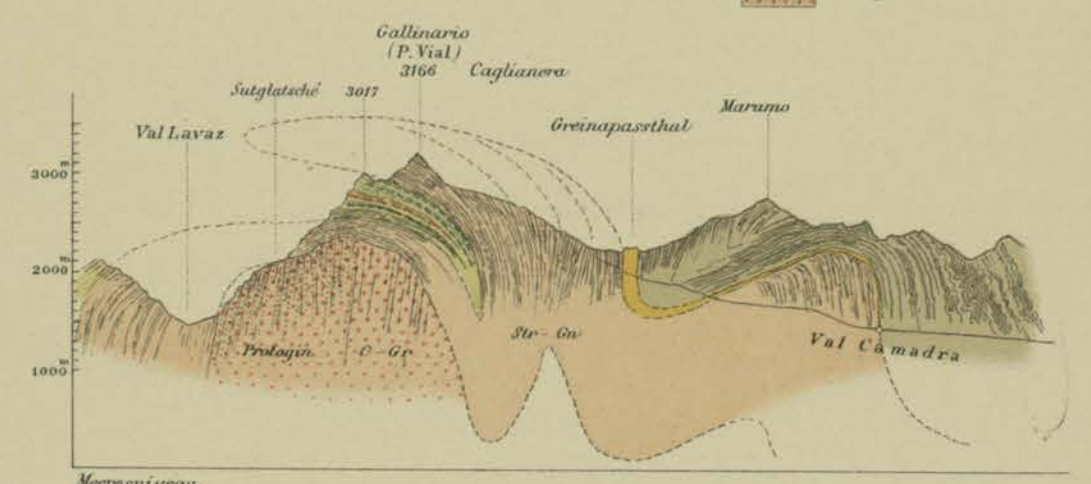


Fig. 4. Profil am Ostende des Gotthard-Massives.
hypothetischer Zusammenhang.



Fig. 6. Längsprofil durch den Bergsturz von Elm.
d. II. IX. 1881.
(im 1 : 100 000 zum Grössenvergleich mit Fig. 6.)

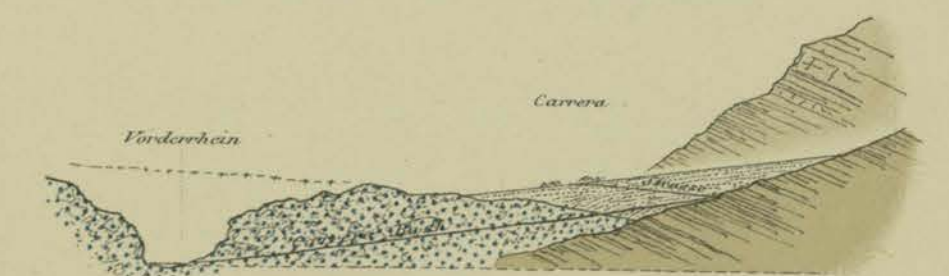


Fig. 7. Profil N-S. bei Carrera.

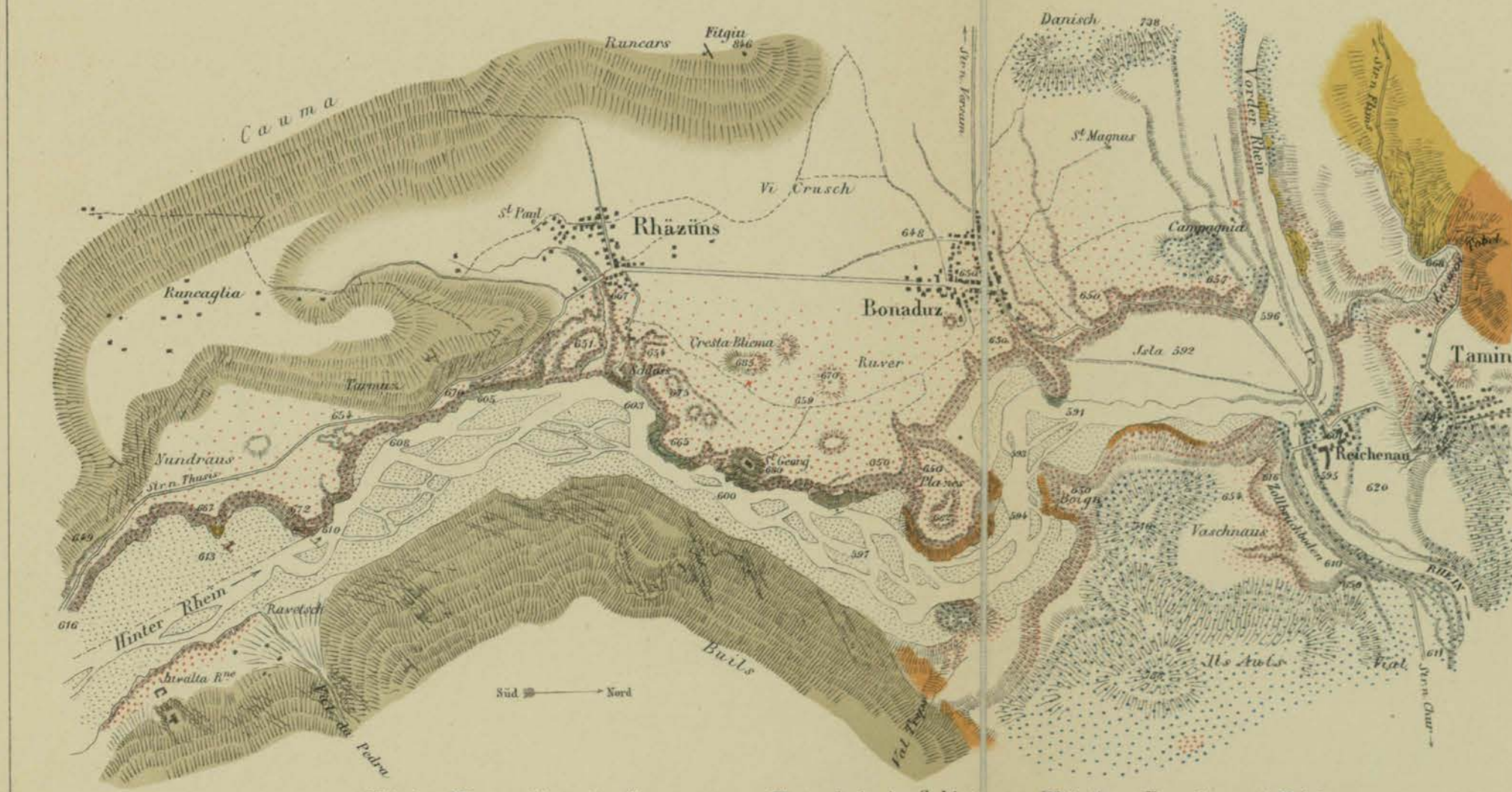


Fig. 1. Kartenskizze der Terrassen am Hinterrhein im Gebiete von Rhäzüns, Bonaduz und Reichenau.

Maassstab ca 25 000



Fig. 1.

54 X.

N. +.

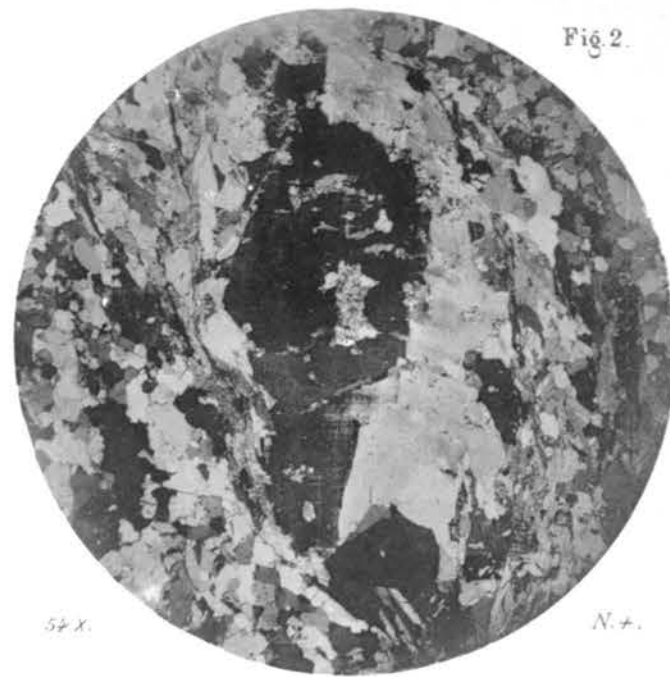


Fig. 2.

54 X.

N. +.



Fig. 3.

54 X.

N. //.

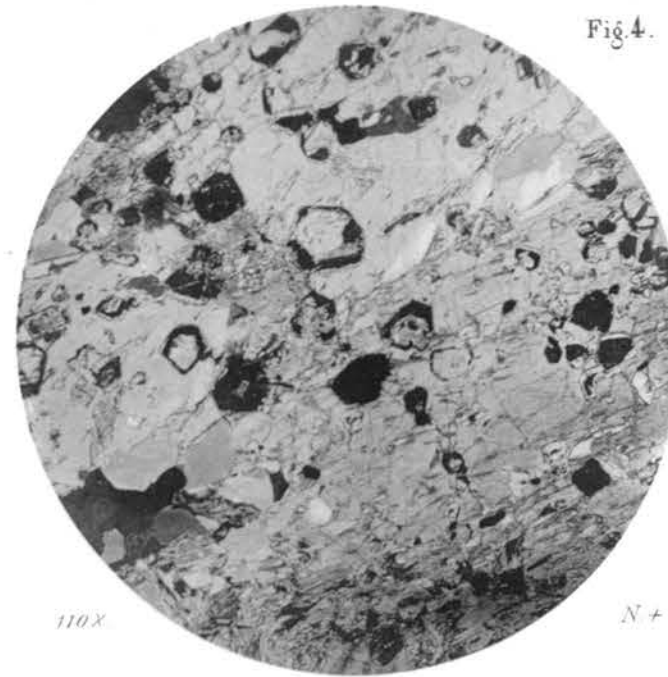


Fig. 4.

110 X.

N. +.

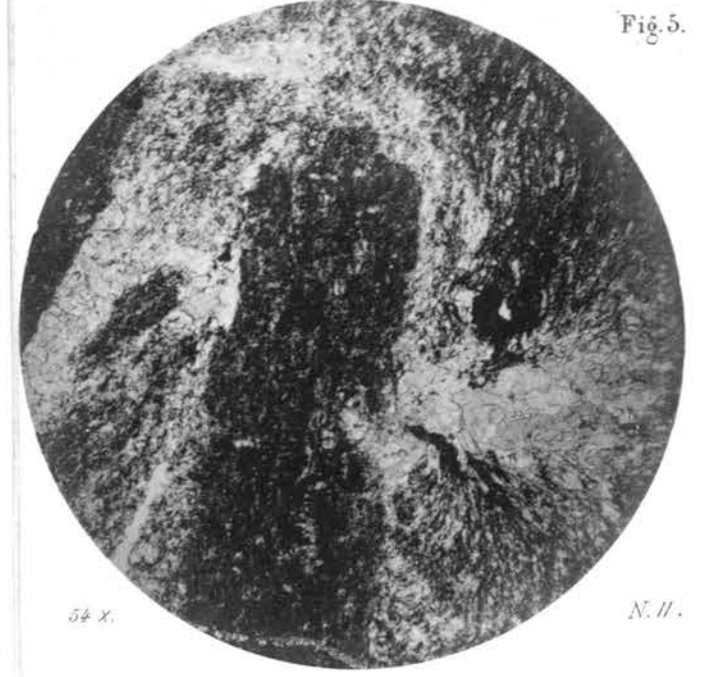


Fig. 5.

54 X.

N. //.

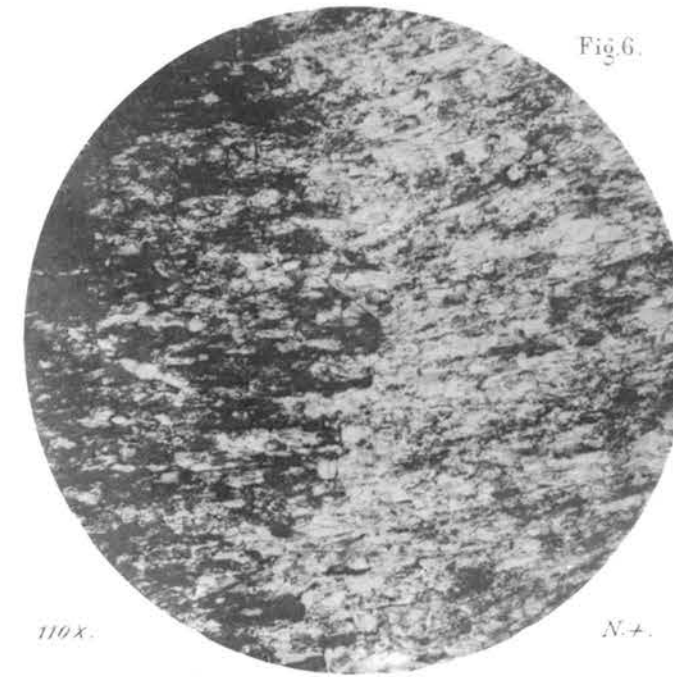


Fig. 6.

110 X.

N. +.

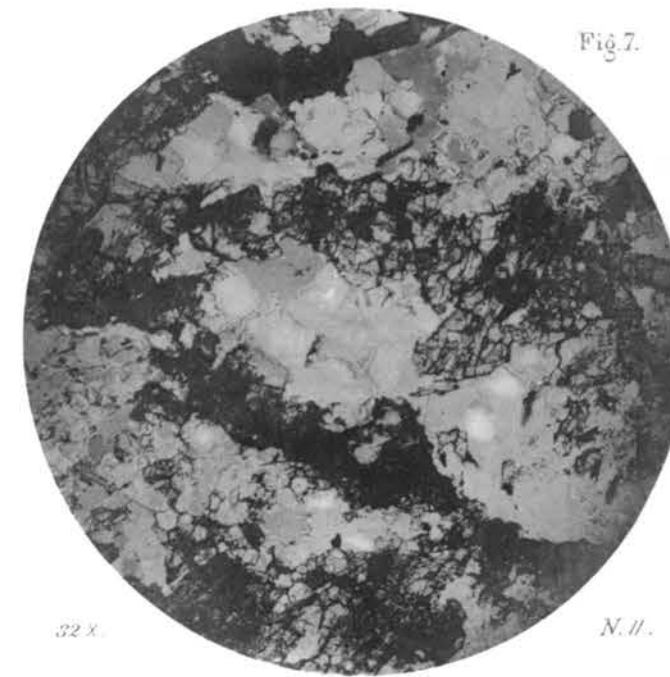


Fig. 7.

32 X.

N. //.

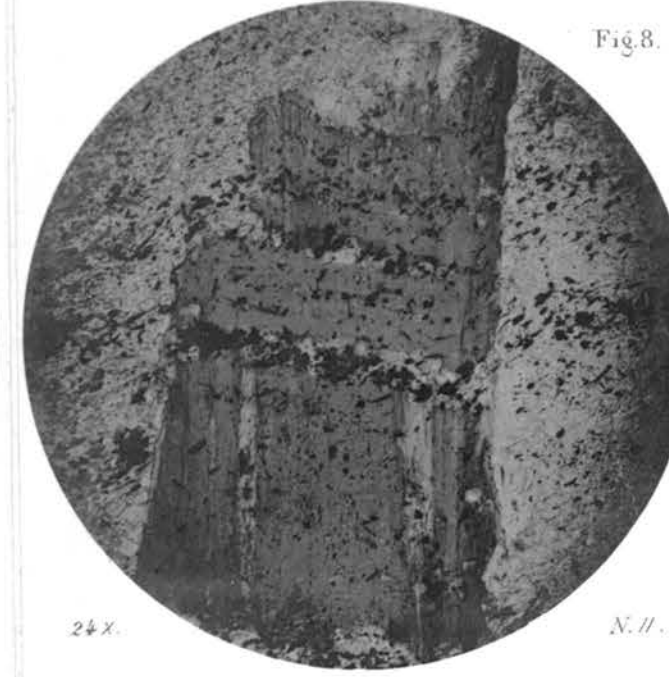


Fig. 8.

24 X.

N. //.

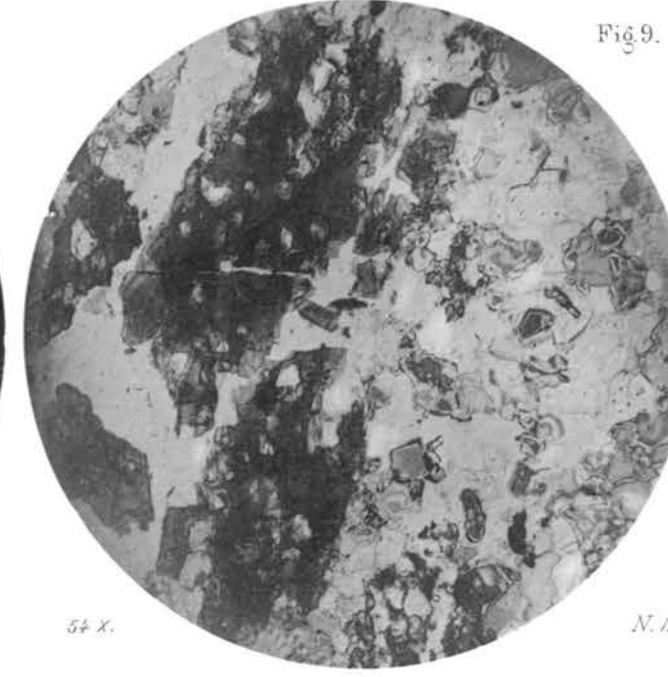


Fig. 9.

54 X.

N. //.

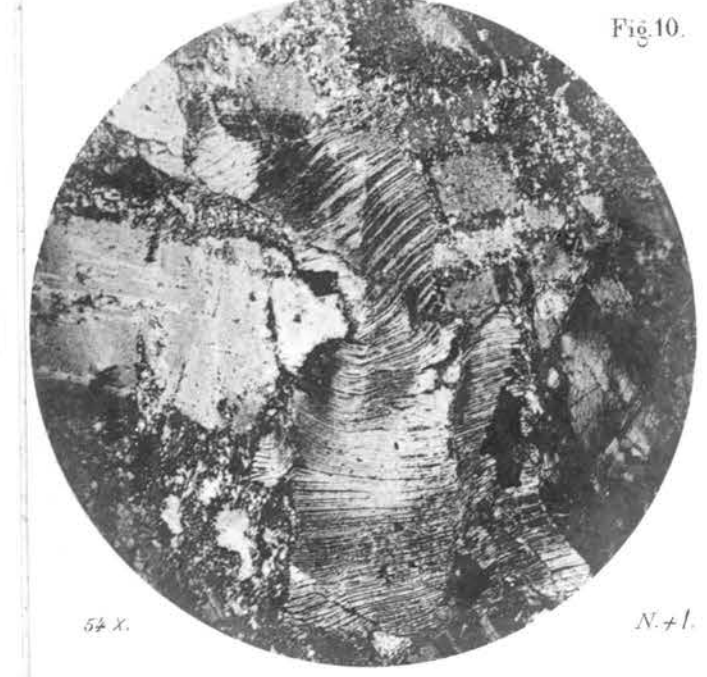


Fig. 10.

54 X.

N. +.



Fig. 11.

54 X.

N. +.

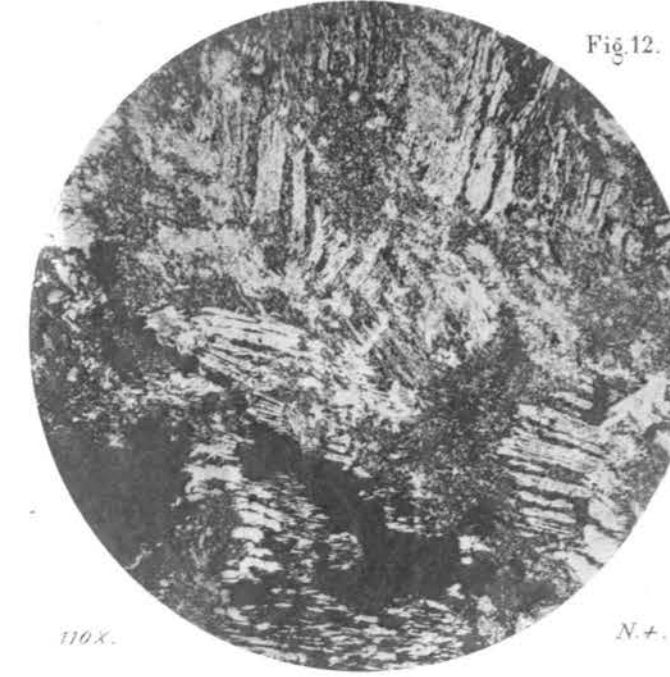


Fig. 12.

110 X.

N. +.

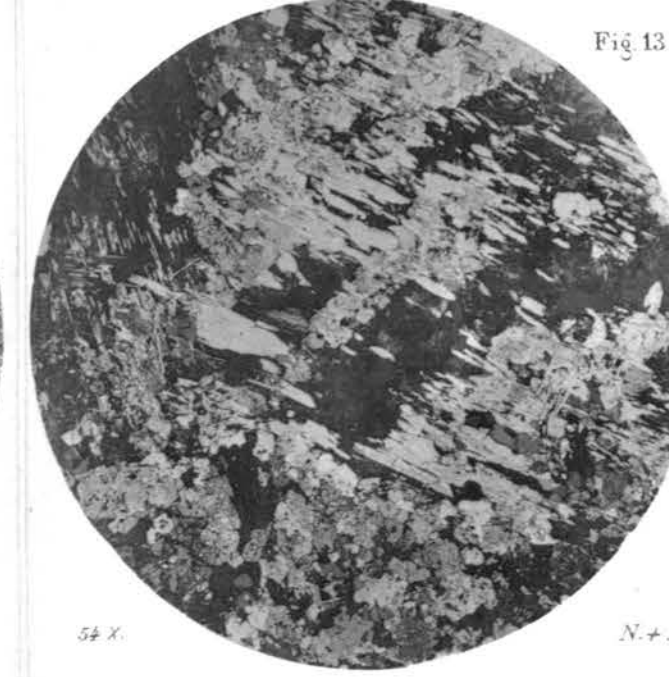


Fig. 13.

54 X.

N. +.

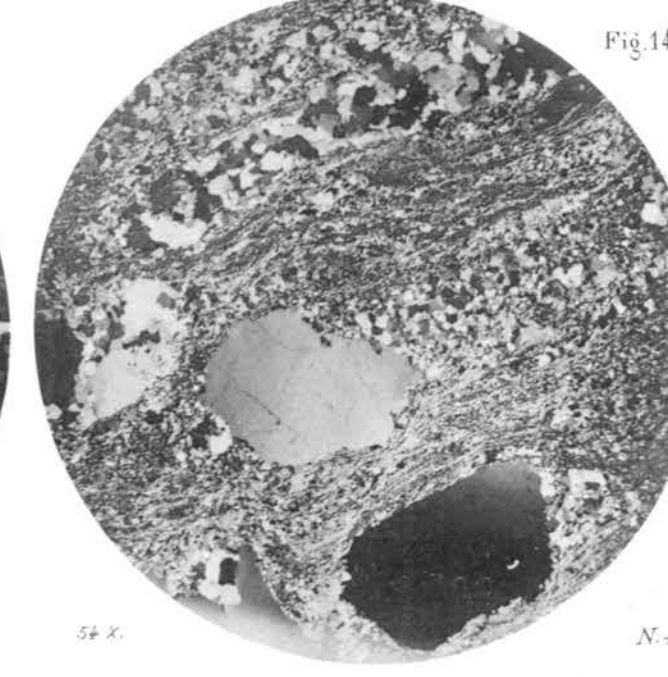


Fig. 14.

54 X.

N. +.

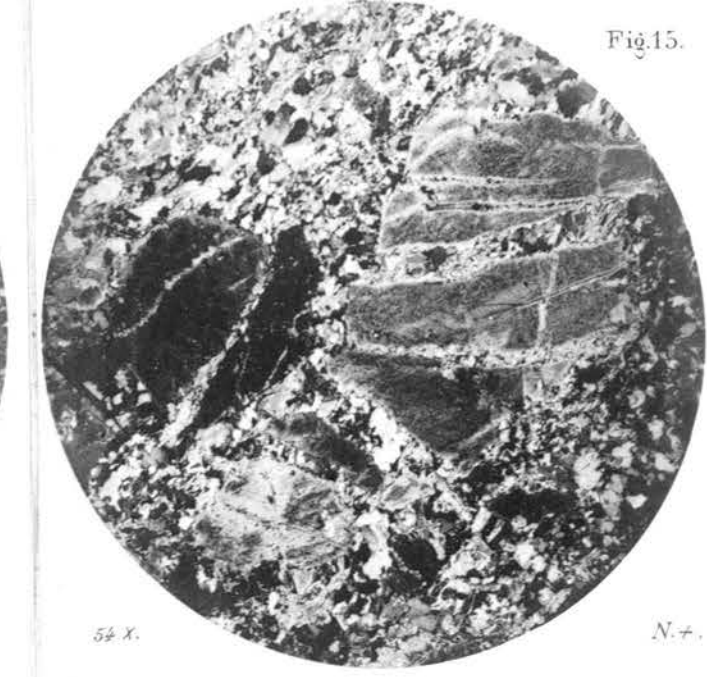


Fig. 15.

54 X.

N. +.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

von

Prof. Dr. C. Schmidt und Dr. H. Preiswerk.

Erster Teil.

Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).
1907.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Preis: Fr. 2.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

von

Prof. Dr. C. Schmidt und Dr. H. Preiswerk.

Erster Teil.

Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).
1907.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

NB 66/26,1

Vorwort der geologischen Kommission.

Im Auftrage der Schweizerischen geologischen Kommission hatte der Geologe Heinrich Gerlach die Aufnahmen für das Blatt XXIII der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 durchgeführt, so dass dasselbe 1870 erscheinen konnte. Als er mit einigen Ergänzungen für den Textband beschäftigt war, traf ihn am 6. September 1871 ein von einer Ziege ins Rollen gebrachter Stein, so dass er nach zwei Tagen starb. Der Text zu Blatt XXIII, d. i. Lieferung XXVI der „Beiträge“, fehlt daher bis heute.

Um diese Lücke auszufüllen, erhielt Herr Prof. Dr. C. Schmidt in Basel am 23. Mai 1891 von der Kommission den Auftrag, die Gerlachschen Aufnahmen zu ergänzen und namentlich den fehlenden Text zu schaffen. Anfänglich machte er die Aufnahmen allein, vom Sommer 1902 an wurde er von Herrn Dr. H. Preiswerk in Basel unterstützt. Als erste Frucht dieser Aufnahmen liegt heute als Spezialkarte Nr. 48 die *Karte des Simplongebietes* in 1 : 50,000, mit zwei Profiltafeln und einem Heft „Erläuterungen“, vor.

Da der abgeschlossene Textband zu dieser Karte erst in einigen Jahren gedruckt werden kann, so publizieren wir ihn in Abteilungen, und geben hier als I. Teil der XXVI. Lieferung die Arbeit des Herrn Dr. H. Preiswerk über *die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*. Die Kosten für die Clichés trägt in verdankenswerter Weise der Autor.

Für den Inhalt der Abhandlungen und für die Richtigkeit der sie begleitenden Karten und Profile sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Juli 1907.

Für die Schweizerische geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Erster Teil.

Die Grünschiefer

in

Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.



BERN

In Kommission bei A. FRANCKE (vorm. Schmid & Francke)

1907

Buchdruckerei Stämpfli & Cie. in Bern

Vorwort

zu

Lieferung XXVI der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz

von **C. Schmidt.**

Vor 16 Jahren erhielt ich von der Geologischen Kommission den Auftrag, den unter den geologischen Beiträgen fehlenden Textband, Lieferung XXVI zu Blatt XXIII (Domodossola-Arona), zu redigieren. Es sollte eine übersichtliche Darstellung der geologischen Verhältnisse in der Monte Rosa-Gruppe gegeben werden, begleitet von einer geologischen Übersichtskarte im Massstab 1 : 250,000. Ich habe heute noch die Empfindung, als ob ich mit der Übernahme dieses Auftrages eine Erbschaft angetreten hätte, die würdig zu verwalten keine leichte Aufgabe ist. *Heinrich Gerlach* war im Jahre 1850 aus Westfalen ins Val d'Anniviers gekommen, um den dortigen Bergbau zu leiten. Zwanzig Jahre hat er in den „Penninischen Alpen“ gewaltige Forscherarbeit getan. Auf dem Felde der Arbeit hat ihn ein plötzlicher Tod erreicht. Im Bericht der Schweizerischen geologischen Kommission vom Jahre 1871 heisst es: „Unser lieber Freund Gerlach verreiste Donnerstag den 7. September vom Gletsch-Hôtel aus über Längi nach Oberwald. Gegen Mittag war er in Längi, speiste mit seinem Träger Eli Peter, und teilte von dem Mitgenommenen auch einem Geissbuben und seinen Ziegen mit. Nachher stiegen sie in die Schlucht hinunter, und Gerlach arbeitete am Fusse einer Rutsche. Plötzlich fliegt ein handgrosser Stein (ein scharfkantiges, mehr als ein Pfund schweres Stück Glimmerschiefer) herab und trifft mitten auf den Hinterschädel des gebückten Gerlach, der sogleich zusammenstürzt und besinnungslos blieb bis an sein Ende.“

Im Jahre 1869 hat *Heinrich Gerlach* in den „Neuen Denkschriften“ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft eine Arbeit veröffentlicht: *Die Penninischen Alpen*, begleitet von einer Karte im Massstab 1 : 200,000 und drei Gesamtprofilen. Kurz vor seinem jähen Tode hatte er noch das Manuskript des Textes zu seiner Aufnahme von Blatt XXII (Martigny-Aosta) vollendet. Dasselbe ist als Lieferung IX der Beiträge erschienen (1871). Die Drucklegung seiner Aufnahmen auf den Blättern XVII, XVIII, XXII und XXIII der geologischen Karte 1 : 100,000 hat H. Gerlach nicht miterlebt, und aus diesem Um-

stande erklärt sich wohl manche Inkongruenz in der Farbengebung. Die geologischen Aufnahmen Gerlachs umfassen ein Gebiet der Hochalpen von über 10,000 Quadratkilometer Grundfläche. Zu Zeiten Gerlachs waren geologische Untersuchungen im Wallis mit viel grössern Schwierigkeiten verbunden als heute. Die erste Karte der Walliser Hochalpen im Massstab 1:50,000 ist im Jahre 1868 vom Schweizer Alpenklub herausgegeben worden. Bewunderungswürdig erscheint heute die Arbeit Gerlachs. Auf der von ihm im Jahre 1869 veröffentlichten Karte der Penninischen Alpen, vom Gotthard und Lago maggiore bis zum Mont Blanc, ist hinsichtlich der Gruppierung der Gesteinsarten fast durchweg die richtige Lösung gefunden; nur in wenigen Punkten können wir heute Besseres geben. Gegenüber den Anschauungen mancher Autoren, die nach Gerlach die stratigraphische Natur der Gesteine im Wallis anders zu deuten versucht haben, muss heute wieder die Richtigkeit seiner Auffassung erklärt werden. Mancherorts gewahren wir mit Bewunderung, wie scheinbar untergeordnete Details mit grösster Genauigkeit registriert sind.

Die Arbeit Gerlachs fortzuführen, wurde meine Aufgabe, und zwar kam in erster Linie die östliche Hälfte der Walliser Alpen, das auf Blatt XVIII und XXIII dargestellte Gebiet, in Betracht.

Die ersten Begehungen waren naturgemäss Orientierungstouren.

Für den im Jahre 1894 in der Schweiz stattfindenden internationalen Geologenkongress hatte ich die Alpenexkursion von Zug bis Como zu führen. Der östlichste Teil meines neuen Arbeitsgebietes wurde hier besucht. Ferner musste eine neue geologische Karte der Schweiz herausgegeben werden. Für dieselbe wurde der Massstab 1:500,000 (statt 1:250,000) gewählt. Ich hatte somit Gelegenheit, die bis 1894 erlangten Resultate zu verwerten. (Vgl. Geolog. Karte der Schweiz 1:500,000 von A. Heim und C. Schmidt, 1894. — Livret guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Lausanne, F. Payot, 1894. Exc. VIII et Exc. X. 13^{me} jour. Pl. 8. — Zur Geologie der Alta Brianza. Compte rendu, Congr. géol. intern. 1894, p. 503.)

Im Jahre 1896, als die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft in Zermatt tagte, habe ich über die Geologie der Umgebung von Zermatt und des Simplon vorgetragen. (Vgl. Eclog. geol. Helv., Vol. IV.)

Im Laufe der Jahre nun, je mehr ich Gelegenheit hatte, im einzelnen zu untersuchen, änderte sich der ursprüngliche Arbeitsplan. An Stelle von Übersichtsaufnahmen traten Spezialuntersuchungen, und zwar beschränkte ich mich immer mehr auf die Region des *Simplon*, und die Geologische Kommission billigte in zuvorkommender Weise meinen Plan, eine geologische Karte des Simplon-

gebietes im Massstab 1 : 50,000 bearbeiten zu lassen. Zu dieser neuen Aufgabe erhielt ich doppelterweise willkommene Hülfe.

Herr Dr. *H. Preiswerk* lenkte mit mir seine Schritte nach den Simplonbergen, um dort bald sich heimisch zu fühlen; er wurde mein getreuer Mitarbeiter, und die geologische Kommission betraute ihn mit der Aufgabe, gemeinsam mit mir zu arbeiten. Zwei Arbeiten hat Herr Preiswerk bereits über seine ersten Untersuchungen im Simplongebiet veröffentlicht, nämlich: „Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis“, Inaug.-Diss., Basel 1901, und „Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig“. (Verh. Nat. Ges. in Basel, Bd. 15, 1903.)

Ein grosser Teil des von H. Gerlach studierten Gebietes gehört zu Italien, ebenso sind auch die Blätter des eidgenössischen Atlases im Massstab 1 : 50,000 ergänzt in der italienischen Grenzregion. Unsere geologische Untersuchung durfte an den Grenzpfählen nicht Halt machen. Im Jahre 1898 wurde Herr *A. Stella* vom Ufficio geologico d'Italia abgesandt, um uns zu begleiten, und seither hatte er Gelegenheit, eingehende geologische Aufnahmen im Simplongebiet zu machen. Jahr für Jahr haben wir uns da und dort auf kurze Zeit in den Bergen getroffen und sowohl in Rom als auch in Basel unsere auf getrennten Wegen erlangten Resultate verglichen. In einer ganzen Anzahl von Veröffentlichungen hat A. Stella seit 1903 über seine Untersuchungen berichtet.

Gegen Ende 1905 konnten wir endlich der geologischen Kommission bestimmte Vorschläge machen bezüglich der Veröffentlichung unserer Untersuchungen im Simplongebiet. Die Grundlage derselben musste vor allem die geologische Karte im Massstab 1 : 50,000 bilden. Diese Karte ist begrenzt:

- im *Norden* durch: Rhonetal Visp-Münster, Nufenenpass, Oberes Bedrettetal;
- im *Westen* durch die Linie: Zwischenbergen, Stalden, Visp;
- im *Süden* durch die Linie: Zwischenbergen, Crevola;
- im *Osten* durch die Linie: Crevola, Campo, S. Carlo, Passo Noret.

Die topographische Grundlage ist hergestellt durch Überdruck aus dreizehn Blättern des eidgen. Atlases 1 : 50,000. Die Vollendung dieser Karte wäre bis heute noch nicht möglich gewesen ohne das Entgegenkommen des R. Ufficio geologico d'Italia. A. Stella hat uns alle seine Originalaufnahmen mitgeteilt, und dieselben haben auf unserer Karte ihre Verwendung gefunden.

Die Karte erscheint als *Spezialkarte Nr. 48*, veröffentlicht von der Schweiz. geolog. Kommission, und wird begleitet von einem Heft „Erläuterungen“, dem sechs weitere Tafeln beigegeben werden, enthaltend Profilserien, geologische Panoramen und eine Übersichtskarte der Alpen zwischen Gotthard und Mont Blanc im Massstab 1 : 350,000.

Einen Überblick über die Resultate unserer Untersuchungen im ganzen Wallis gebe ich gleichzeitig in einem Aufsatz: „Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen“, der in Bd. IX der *Eclog. geol. Helv.* erscheint, und weiterhin konnte ich unsere Studien am Simplon verwerten in einem an die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen abgegebenen Gutachten: „Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel“. (Bern, Buchdruckerei Bächler & Cie., 1907.)

Meine Tagebücher zeigen mir, dass ich seit 1894 volle zwölf Monate im Simplongebiet zugebracht habe, H. Preiswerk hat zehn Monate Arbeitstage verzeichnet, wohl noch mehr kommt A. Stella zu. Trotzdem ist das, was wir heute bieten können, noch durchaus nicht eine geologische Monographie des Simplongebietes, ein würdiger Abschluss der Arbeiten Gerlachs im östlichen Wallis. Die Lieferung XXVI der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz soll die geologische Beschreibung der *Lepontinischen Alpen* enthalten. Zur Vollendung dieser Arbeit sind auch nach Veröffentlichung der geologischen Karte noch manche Ergänzungstouren erforderlich, und vor allem ist die *petrographische Untersuchung der Gesteine* notwendig. Herr Dr. Preiswerk hat bis jetzt eine einzige Gesteinsgruppe, nämlich „Die Grünschiefer in Jura und Trias“, untersucht, und auf Wunsch der geologischen Kommission erscheint diese Arbeit als *Erster Teil der Lieferung XXVI* der „Beiträge“. Wie viele Gesteinsgruppen noch zu untersuchen sind, welch hohes Interesse für die allgemeine Geologie dieselben beanspruchen, ist aus den Hinweisen zu ersehen, die in den „Erläuterungen zur Karte des Simplongebietes“ enthalten sind.

Dem vorliegenden ersten Teil der „Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen“ stellen wir das „Literaturverzeichnis“ des ganzen Gebietes voraus. Den später erscheinenden Teilen der Lieferung XXVI werden jeweilen nur die notwendigen Nachträge beigegeben werden.

Basel, den 15. Juli 1907.

C. Schmidt.

Literaturverzeichnis
zur
Geologie der Lepontinischen Alpen
bis Juli 1907.

Zusammengestellt
von
C. Schmidt und H. Preiswerk.

1796. 1. *H.-B. De Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel, Imprimerie Louis Fauche-Borel. T. VI, p. 294—336; t. VIII, p. 18—30.
1832. 2. *Ch. Lardy*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard. — Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges., Bd. I, Abt. 2, p. 200—282.
1844. 3. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, n^o VII, p. 305—335.
1851. 4. *B. Studer*. Geologie der Schweiz. — Bd. I, p. 221—242.
1859. 5. *H. Gerlach*. Gutachten im Manuskript zu: „Projet de tunnel entre la Suisse et le Piémont par le Simplon“; mit einer Karte in 1 : 100,000 und 3 Profilen. Übersetzt von Venetz, 18. Nov. 1869. — (Zit. von H. Schardt, 1903.)
1865. 6. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000, Blatt XVIII Brig-Airolo, südlich der Rhone.
1866. 7. *Scheerer*. Über die chemische Konstitution der Plutonite. — Festschrift zum 100jähr. Jubil. d. kgl. sächs. Bergakademie z. Freiberg, p. 158—203.
1869. 8. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. — Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Ges., Bd. XXIII.
1873. 9. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XV mit Karte in 1 : 50,000.
1878. 10. *E. Renevier*. Structure géologique du massif du Simplon à propos du tunnel projeté. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., t. XV, p. 281—304.
1880. 11. Compte rendu. Soc. helv. sc. nat., 63^e session à Brigue, p. 30—38.
1882. 12. *T. Taramelli*. Osservazioni fatti nei monti circostanti al passo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., I, p. 183—188.

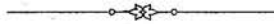
1883. 13. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (Abdruck aus Neue Denkschr. 1869) und Bericht über den Bergbau im Kanton Wallis. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 27.
- „ 14. *A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli, E. Renevier*. Etude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé traversant le massif du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., XIX, n° 89.
- „ 15. *E. Stockalper*. Les grands tunnels alpins et la chaleur souterraine. — Lausanne, Imprim. Lucien Vincent.
1885. 16. *T. Taramelli*. Note geologiche sul baccino idrografico del fiume Ticino. — Boll. Soc. geol. ital., IV, p. 239—336.
1887. 17. *G. Spezia*. Sulla origine del gesso micaceo e anfibolico di Val Cherasca nell'Ossola. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXIII.
1890. 18. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of geol. soc. London, p. 187 to 240.
1891. 19. *C. Diener*. Der Gebirgsbau der Westalpen. Abschnitt III. — Wien, F. Tempsky.
- „ 20. *A. Heim*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz., Liefg. XXV, p. 287 und p. 313—314.
- „ 21. *H. Schardt*. Série et épaisseur des terrains suivant l'axe du tunnel. Auszug aus einem geologischen Rapport in: J. Dumur, Traversée du Simplon. I. Rapport sur les études 1890—1891, etc. Annexe 2: p. 22—26. — Berne, Imprim. K. Stämpfli.
1892. 22. *S. Traverso*. Cenni preliminari sulla serie di roccie antiche in Val d'Ossola. — Atti d. Soc. Ligustica di sc. nat., vol. III.
- „ 23. *C. Alvazzi-Delfrate*. Guida all'acqua minerale di Veglia. — Torino, Libr. Rosenberg & Sellier.
1893. 24. *T. G. Bonney*. Note on the Nufenenstock (Lepontine Alps). — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 89—93.
- „ 25. — On some schistose „Greenstones“ and allied hornblendic schists from the Pennine Alps as illustrative of the effects of Pressure-Metamorphism. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 94—103.
- „ 26. — On a secondary development of Biotite and of Hornblende in crystalline schists from the Binnenthal. — Ibid., p. 104—113.
- „ 27. *E. Fellenberg* und *C. Schmidt*. Beschreibung desjenigen Teiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpette und der Rhone liegt. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. XXI, I. Teil.
- „ 28. *H. Schardt*. Gneiss d'Antigorio. — Arch. d. sc. phys. et nat., t. XXX, n° 12, Vergl. auch: Eclog. geol. Helv., t. IV, p. 115.
1894. 29. *L. Duparc* et *L. Mrazec*. Note sur la serpentine de la vallée de Binnen (Valais). — Bull. Soc. franç. de minéralogie, t. XVI, n° 8.

1894. 30. *H. Golliez*. Passage du Simplon. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 229 à 232. Fig. 87 und 88. Lausanne, F. Payot.
- „ 31. *A. Heim* und *C. Schmidt*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 500,000. — Publ. d. Schweiz. geol. Kommission, Bern, Schmid, Francke & Cie.
- „ 32. *H. Schardt*. Du Simplon à Baveno et Lugano. Livret-guide géol. de la Suisse, p. 190—193, pl. X, fig. 5.
- „ 33. *C. Schmidt*. Tessinermasse und Seegebirge. Inneralpine mesozoische Sedimente. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 136—142, pl. VIII, fig. 6.
- „ 34. Tunnel du Simplon, projet de 1893. Annexe 4: Profil géologique. — Berne, Impr. C.-J. Wyss.
1895. 35. *C. Schmidt*. Géologie du massif du Simplon. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XXXIV; ferner in Eclog. geol. Helv., vol. IV, Nr. 5, p. 367, 1896.
- „ 36. *S. Traverso*. Geologia dell' Ossola. — Genova, Tipogr. Angelo Ciminago.
- „ 37. *R. Zeller*. Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. — Inaug.-Diss., Mitteil. d. Berner naturf. Ges.
1896. 38. *E. Haug*. Etude sur la tectonique des Alpes suisses. — Bull. Soc. géol. de France, 3^e série, t. XXIV, p. 545—550, pl. XXIII.
- „ 39. *C. Schmidt*. Geologie der Simplongruppe und die verschiedenen Tunnelprojekte (Vortrag, gehalten i. d. naturf. Ges. Basel, 18. März 1896). — Schweiz. Bauzeitung, 18. April 1896.
- „ 40. *R. Zeller*. Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Zentralalpen. — Mitteil. d. naturf. Ges. Bern.
1898. 41. *A. Heim*. Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiathale, Kanton Tessin. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich, Jahrg. XLIII.
1899. 42. *E. Renevier*. Etude géologique du tunnel du Simplon. — Eclog. geol. Helv., VI, Nr. 1, p. 31—34.
- „ 43. *G. Spezia*. Sopra uno deposito di Quarzo e di Silice gelatinosa trovato nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIV.
1900. 44. *E. Weinschenk*. Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen. (Die Mineralien im Dolomit des Binnenthales.) — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXII, H. 3, p. 260.
1901. 45. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inaug.-Diss., Basel, E. Birkhäuser.
- „ 46. *A. Pelloux*. Scheelite ed altri minerali rinvenuti in una roccia proveniente del traforo del Sempione. — Boll. del Naturalista, Siena, anno XXI, n° 7.
1902. 47. *M. Lugeon*. Sur la coupe géologique du massif du Simplon. — Comptes rendus d. séances de l'Acad. d. sc. Paris, 24 mars.
- „ 48. — Les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Bull. techn. de la Suisse romande, n° 24, p. 317—323.
- „ 49. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 813.
- „ 50. *T. Taramelli*. Sulla probabile tectonica del gruppo del Sempione. — Atti d. R. Accad. dei Lincei, ser. 5, XI, 1. sem., p. 462—463.

1902. 51. *T. Taramelli*. Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Varzo. — „Rendiconti“ del R. ist. Lomb. di sc. e lett., serie II, vol. XXXV.
- „ 52. *H. Schardt*. Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie.
- „ 53. — Venues d'eau au tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 38, n° 143—144.
1903. 54. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel, Bd. 15, H. 2, p. 293—316.
- „ 55. *H. Schardt*. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon suivi d'un rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie. Vgl.: Eclog. geol. Helv., vol. VIII, N° 2, 1904.
- „ 56. *G. Spezia*. Sulla anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della frana del traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXVIII.
- „ 57. *A. Stella*. Rilevamento geologico nell'Ossola. — Relaz. uff. d. Direzione del Servizio geologico per l'anno 1902, Roma.
1904. 58. *H. Schardt*. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresversammlung, p. 172—210.
- „ 59. — Eaux du tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XL, p. 149.
- „ 60. *A. Stella*. Sulla geologia della regione Ossolana cantigua al Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIII, fasc. I, p. 84—88. (Referat d. Verh. Geol. Zentralblatt, Bd. VI, Nr. 2.)
- „ 61. *G. Spezia*. Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella anidrite associata al quarzo trovata nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIX.
- „ 62. *A. Heim*. Über die geologische Voraussicht beim Simplontunnel. — Eclog. geol. Helv., vol. VIII, Nr. 4, p. 365—384.
- „ 63. *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Mitt. d. Naturw. Ges. Winterthur, H. V, p. 243—277.
- „ 64. *B. Lindemann*. Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XIX, p. 267.
1905. 65. *A. Stella*. Il problema tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIV, fasc. I, p. 101—104.
- „ 66. — Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. d. R. Comit. geol. d'Italia, anno 1905, n° 1.
- „ 67. *M. Lugeon et E. Argand*. Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. — Comptes rend. Acad. d. sc. Paris, 29 mai.
- „ 68. *Ch. Sarasin*. La chaîne du Simplon au point de vue géologique. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XIX, p. 80—92.

1905. 69. *H. Schardt*. Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. — Bull. technique de la Suisse romande, n^{os} 10, 11, 12 et 14.
- „ 70. — Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. — La Géographie, Bull. d. l. Soc. de géographie, Paris, vol. XI, n^o 2, p. 81—96.
- „ 71. — Leone (Monte). — In Geogr. Lex. der Schweiz. Bd. III, p. 113—117.
- „ 72. *H. Baumhauer*. Die Mineralien des Binnenthals. — Bull. de „La Murithienne“, Soc. valaisanne d. sc. nat., p. 35—49.
- „ 73. *A. G. Levy*. Water from the Simplon tunnel. — The analyste, Soc. of public analysts London, vol. XXX, N^o 356, p. 361—384.
- „ 74. *H. Preiswerk*. Anhydrit-Krystalle aus dem Simplontunnel. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I., p. 33—43.
- „ 75. *A. Heim*. Tunnelbau und Gebirgsdruck. — Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. L.
- „ 76. — Geologische Voraussicht bei technischen Arbeiten. — Umschau, Nr. 9, IX. Jahrg.
- „ 77. *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresvers., p. 128—170.
1906. 78. *H. Schardt*. Renseignements géologiques. — In „Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon“, Nr. 1, 31. Dez. 1898, Nr. 31, Juni 1906.
- „ 79. *A. Stella*. Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione etc. — In „Relazione sugli studi e lavori eseguiti dal 1897 al 1905“, Publ. d. Soc. ital. per le Strade Ferrate del Mediterraneo. Roma, D. Squarci.
- „ 80. *C. De Stefani*. La Valle Devero nelle Alpi Pennine ed il profilo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXV, fasc. II, p. 411—426.
- „ 81. *K. Pressel*. Bauarbeiten am Simplontunnel. — Schweiz. Bauzeitung, Bd. XLVII, Nr. 21, 22, 23, 25 u. 26.
- „ 82. *J. Königsberger*. Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fliessendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. — Eclog. geol. Helv., Bd. IX, Nr. 1, p. 133—144.
- „ 83. *E. Thoma*. Über das Wärmeleitungsproblem bei wellig begrenzter Oberfläche und dessen Anwendung auf Tunnelbauten. — Inaug.-Diss., Freiburg i. B., p. 49.
- „ 84. *K. Brandau*. Die Zweitunnel-Baumethode. — Schweiz. Bauzeitung, Nr. 12. (Abb. 1—3, p. 141.)
1907. 85. *H. Schardt*. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. — Arch., sc. phys. et nat., Genève, t. XXIII, p. 366.
- „ 86. *C. De Stefani*. Sulla possibilità geologica di un solido sbarramento per sopra-elevare sensibilmente il pelo d'acqua del lago di Codelago. — Unione Tip. Edit. Torinese.
- „ 87. *C. Schmidt*. Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. — Gutachten abgegeben an die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen. Bern, Böhler & Cie.

1907. 88. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — *Eclog. geol. Helv.*, vol. IX.
- „ 89. — Asphalt, Steinsalz, Erze. — *Handwörterbuch der Schweiz. Volkswirtschaft etc.*, von N. Reichesberg, Bern, III. Bd., p. 125.
- „ 90. *C. Schmidt, H. Preiswerk und A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1:500,000 (Spezialkarte Nr. 48) mit *Erläuterungen* von C. Schmidt und H. Preiswerk; herausgegeben von der geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft.



Einleitung zum ersten Teil

von

Lieferung XXVI der „Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz“

von **H. Preiswerk.**

Die Untersuchung der Grünschiefer im Simplongebiet wurde von mir auf Veranlassung von Herrn Prof. C. Schmidt im Jahre 1900 begonnen.

Im Sommer jenes Jahres, sowie am Anfang der Sommercampagne 1901 führte ich die detaillierte geologische Aufnahme der wichtigsten Grünschieferlager des Gebietes aus. Die Aufnahmen liessen erkennen, dass den Grünschiefern eine viel allgemeinere Verbreitung in den mesozoischen Schiefern (Bündnerschiefern) des Gebietes zukomme, als die vereinzelt bisher bekannten Vorkommnisse vermuten liessen. Besonders in der Region des Hohsandgletschers, speziell am Banhorn, fand ich im Jahr 1900 neue ausgedehnte Massen dieser Gesteine auf.

Es war damals noch fraglich, ob die mächtige Serpentinmasse am Geisspfade ebenfalls zu den Grünschiefern des Mesozoikums zu zählen sei. Die weiteren Aufnahmen zeigten jedoch, dass sie mit den Bündnerschiefern nichts zu tun hat, sondern ganz im Monte-Leone-Ofenhorn-Gneiss eingelagert ist. Die Untersuchung dieser Serpentinmasse habe ich im Jahre 1901 als Dissertation publiziert (Über Dunitserpentin am Geisspfad im Oberwallis, Basel 1901).

Vom September 1901 an beteiligte ich mich als Assistent von Herrn Prof. C. Schmidt und später als Mitarbeiter an der Aufnahme der geologischen Simplonkarte in 1:50,000 im Auftrage der Schweizerischen geologischen Kommission. Dabei hatte ich Gelegenheit, da und dort vereinzelt ergänzende Beobachtungen über die Verbreitung der Grünschiefer zu machen, namentlich auch in den südlichen Muldenteilen der mesozoischen Schiefer.

Die petrographische Untersuchung des Materials begann ich im mineralogischen Institut der Universität Heidelberg. Ein Teil der Resultate aus dem westlichen Teil des Aufnahmegebietes wurde 1903 publiziert (Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. 15, H. 2, 1903, S. 293—316). Jene Ge-

bierte waren damals noch nicht im Aufnahmeplan der Simplonkarte inbegriffen. Die Bearbeitung des übrigen Grünschiefermaterials des gesamten Gebietes mit Verwertung der frühern Resultate ist Gegenstand der vorliegenden Publikation.

Von den zehn mitgeteilten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen wurden sechs von Dr. Fr. Hinden im mineralogischen Institut in Basel auf Kosten der schweizerischen geologischen Kommission, drei von mir, teils im chemischen Laboratorium des Herrn Prof. M. Dittrich in Heidelberg, teils im mineralogischen Institut Basel, und endlich eine von Herrn Prof. M. Dittrich in Heidelberg ausgeführt.

Es sei mir an dieser Stelle gestattet, meinen Dank auszusprechen Herrn Prof. C. Schmidt, der meine Arbeiten in mancher Weise unterstützte, ferner Herrn Geheimrat H. Rosenbusch, der meinen Untersuchungen im Anfangsstadium lebhaftes Interesse entgegenbrachte. Manche Belehrung auf gemeinsamen Exkursionen verdanke ich den Herren des Ufficio geologico d'Italia: S. Franchi, V. Novarese und A. Stella.

Basel, den 10. Juli 1907.

H. Preiswerk.

Inhaltsverzeichnis.

	Pag.
Vorwort zu Lieferung XXVI der Beiträge von C. Schmidt	V—VIII
Literaturverzeichnis zur Geologie der Lepontinischen Alpen — bis Juli 1907 — von C. Schmidt und H. Preiswerk	IX—XIV
Einleitung zu: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes von H. Preiswerk (L. XXVI, 1. T.)	XV—XVI
Inhaltsverzeichnis zu Lief. XXVI, Teil I	XVII
A. Das geologische Auftreten der Grünschiefer	
I. Allgemeine geologische Charakterisierung	1— 3
II. Verbreitung der Grünschiefer in den einzelnen Muldenzügen. Beziehungen zur Tektonik des Gebietes	3— 7
B. Spezielle Beschreibung der einzelnen Grünschieferlager	
I. Visp-Gamsertal	8— 9
II. Saftischpass	9—17
a) Dünnschiefrig-flasrige und grobkörnig-gabbroartige Amphibolite auf der West- seite des Passes	9—13
b) Pikrit und massiger Amphibolit der Saftischpasshöhe	13—17
III. Binnenthal-Feldbach-Hohsandgletscher	17—20
a) Der Amphibolitzug Breithorn-Hohsandgletscher	17—19
b) Der Topfstein am Gandhorn	19—20
IV. Die Gabbroamphibolite und die sie begleitenden Gesteine am Banhorn	20—27
a) Spezielle geologische Beschreibung	20—21
b) Resultate der petrographischen Untersuchung	21—27
V. Die Gabbrodioritamphibolite und ihre Begleitgesteine bei Tschampigenkeller	27—34
a) Spezielle geologische Beschreibung	27—28
b) Resultate der petrographischen Untersuchung	28—34
VI. Die Grünschiefer am M. Larone und auf Alpe Loccia, und die Pyroxengneise von Agarina und Forcoletta	34—38
a) Geologische Situation	34—35
b) Petrographische Beschreibung der Pyroxengneisse	35—37
c) Beziehungen zu den übrigen Grünschiefern des Gebiets	38
C. Zusammenfassung	
	39—42

A. Das geologische Auftreten der Grünschiefer.

I. Allgemeine geologische Charakterisierung.

In den Kalkschiefern des Simplongebietes¹⁾, die in ihrem Alter als Hangendes der Triasdolomite, oder, wo diese fehlen, als Hangendes der Carbon-schiefer charakterisiert sind, findet man sehr verbreitet linsen- und lagerförmige Massen von amphibol-, chlorit-, serpentin- oder talkreichen Gesteinen, die in ihrer Gesamtheit etwa als „Grünschiefer“ bezeichnet worden sind. Sie entsprechen den von C. Schmidt²⁾ aus dem westlichen Bünden beschriebenen „Grünen Bündnerschiefern“, ebenso den „pietre verdi“ der italienischen Geologie³⁾. In ihrer Hauptmasse lassen sich diese Gebilde mit Sicherheit als Umwandlungsprodukte verschiedener Typen von basischen Eruptivgesteinen erkennen.

Einige der „Grünschiefer“lager erwecken durch ihre noch erhaltene Tiefengesteinstruktur den Eindruck von Intrusivmassen. Andererseits ist an manchen Stellen (besonders auffällig am Grünschieferzuge von Binn) die Grenze zwischen Grünschiefer und Kalkschiefer verwischt und es scheint eine Mischung der Bestandteile beider vorzuliegen, was den Gedanken an tuffartige Bildungen nahe legt. Auch gewisse schichtartige Gesteine am Banhorn, die den unverkennbaren Eruptivgesteinen eingeschaltet sind, fordern ähnliche Deutung.

¹⁾ Speziell des Gebietes der geologischen Karte in 1:50,000 von C. Schmidt; A. Stella und H. Preiswerk, die von der geol. Kommission der schweiz. naturf. Ges. gleichzeitig herausgegeben wird.

²⁾ Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XXV, 1891, Anhang.

³⁾ S. Franchi: Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. (Boll. R. Com. geol. Bd. XXIX, S. 173—247 und 352—482.)

V. Novarese: Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. Roma 1895.

H. Preiswerk, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lfg. XXVI.

In ihrer jetzigen Gestalt erscheinen alle diese Grünschiefermassen als den Kalkschiefern konkordant eingelagerte Linsen und Lager. Von primärem Mineralbestand und primärer Struktur hat die Metamorphose nur spärliche Reste übrig gelassen.

Die „Grünschiefer“ sind in unserm Gebiet in ihrer Hauptentwicklung auf eine eng begrenzte stratigraphische Zone beschränkt. Sie treten stets nahe der Grenze zwischen Kalkschiefern und Triasdolomit auf, entweder in den untersten Kalkschieferlagen oder in den obersten Triasbänken. Es ist dies eine Regel, die teilweise auch für die „Grünschiefer“ in Bünden gilt, besonders auffällig aber in manchen Teilen des Piemont zutage tritt, wo in der „Zona delle pietre verdi“ unsere Gesteine sich fortsetzen. Im Valle Maira und Val Grana z. B. finden sich die „Grünschiefer“ als Variolite, Gabbro, Serpentine, Glaukophanschiefer etc. vorwiegend in der Grenzregion zwischen den Kalkschiefern, die bei Castelmagna im Val Grana Liasammoniten führen, und den liegenden, Triasfossilien führenden Kalken eingelagert¹⁾. Diese Erscheinung, sowie die starke Metamorphose, die diese Eruptionsmassen in gleicher Weise wie die einschliessenden Sedimente erlitten haben, spricht für Gleichaltrigkeit beider, oder doch nur geringe Altersdifferenzen, die für die Intrusivgesteine angenommen werden müssten.

Die Grünschiefer des Simplongebietes sind zum Teil der oberen Trias, zum Teil dem unteren Jura einzuordnen. Auf beiden Stufen kommen in benachbarten Alpengebieten Ergüsse von nicht, oder doch weniger metamorphen, typischen basischen Eruptivgesteinen vor. Die triadischen Grünschiefer des Banhorns dürfen wohl als Analoga der obertriasischen Augitporphyr- und Melaphyrergüsse im Südtirol angesehen werden, während wir für die schichtartig ausgebreiteten Binnentaler Grünschiefer, die in den untersten Bündnerschiefern liegen, ein vollkommenes Analogon finden in den Melaphyrergüssen in der Umgebung des Pelvouxmassivs, von denen P. Termier²⁾ sagt: „qui forment comme un niveau géologique à la base du lias“.

Die erste Notiz über die hier zu besprechenden Gesteine findet sich meines Wissens in einer Arbeit *Bernhard Studers* aus dem Jahr 1844³⁾, der „schiste amphibolique“ von der obern Feldbachalp (vgl. unten), ohne davon eine nähere Beschreibung zu geben.

¹⁾ Vgl. *S. Franchi*: Ancora sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi (Roma 1904), speziell die Situation der Prasinite auf der Spitze des M. Chialmo in Profil Fig. 5, Tafel III.

²⁾ *P. Termier*: Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (Comptes-rendus Acad. d. sc. Paris, mars 1897.)

³⁾ Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint-Gothard (Mém. de la Soc. géol. de France, 1844).

Über die Serpentinlager von Visp und am Gebidem (vgl. S. 8) macht *H. Gerlach* in seiner Arbeit über die Penninischen Alpen¹⁾ einige Angaben im Abschnitt über „Jüngere metamorphische Schieferbildung“. In der dazu gehörigen geologischen Karte, Blatt XVIII des Dufouratlases in 1:100,000, ist auch der Serpentin der Nanzlücke eingetragen.

Aus dem Grünschieferzuge des Binnentales wurden sodann im Jahr 1892 von *T. G. Bonney*²⁾ drei Handstücke, die Herr *J. Eccles* in Tschampigenkeller, in Kehlmaten und in Giessen gesammelt hatte, mikroskopisch untersucht und beschrieben.

II. Verbreitung der Grünschiefer in den einzelnen Muldenzügen. Beziehungen zur Tektonik des Gebietes.

(Vergl. umstehende Kartenskizze, Fig. 1.)

Betritt man das Kartengebiet von Westen, so trifft man Grünschiefer in grösserer Ausdehnung zuerst beim Dorfe *Visp* auf dem linken Vispufer, wo bis mehrere 100 Meter mächtige Massen von Serpentin und Prasinit den kalkreichen Lagen der flach südwärts fallenden Bündnerschiefermulde eingeschaltet sind, nahe an deren Grenze gegen die hangenden, südlichen Gneisse.

Auf dem rechten Vispufer teilt sich die Bündnerschiefermulde gegen Osten in drei Arme: die „*Magenhornmulde*“, die „*Gantermulde*“ und die „*Binnermulde*“. Demgemäss auch die Reihe der Grünschieferlager.

In der „*Magenhornmulde*“ ist eine Reihe von Grünschieferlinsen vom *Breiterbach*, der bei „*Neue Brücke*“ in die Visp mündet, aufgeschlossen. Diese Lager, die hier ausschliesslich aus Prasiniten (ohne Serpentinesteine) bestehen, halten sich streng an die untersten Lagen der Kalkschiefer am Nordrand der Schiefermulde. Die östlichste Grünschieferlinse dieser Reihe findet sich in gleicher geologischer Situation im Talgrund des *Gamsertales* unter Galenalp aufgeschlossen, unweit vom östlichen Ende der Magenhornschiefermulde.

Die mittlere der drei Mulden, die „*Gantermulde*“, ist in dieser Gegend am reichsten an Grünschiefern. Abgesehen von der rechtsufrigen Fortsetzung der grossen Serpentinmasse des linken Vispufers finden sich in den Kalkschiefergehängen nördlich *Visp* *Terbinen* zahlreiche Grünschieferlinsen eingestreut. Im weitem Verlauf der Mulde halten sich die Grünschiefer stets

¹⁾ Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 27, 1883, S. 88 und 89.

²⁾ On some schistose „greenstones“ and allied hornblendic schists from the Pennine Alps, as illustrative of the effects of Pressure-Metamorphism. (Quarterly journal of Geol. Soc. of London 49, 1893, S. 94.)

an den südlichen Rand der Kalkschiefer, vom Gneiss durch graphithaltige Carbonschichten getrennt. An dem kleinen See auf der Passhöhe südlich vom *Gebidem* findet sich Serpentin, der auch weiter ostwärts in den Runsen, die von der Passhöhe nach Niedersten hinabführen, zutage tritt. Die mächtigste Entwicklung gewinnt diese Gesteinsart in Begleitung von Prasinit auf der Ostseite des Gamsertales zwischen *Bistimatten* und der *innern Nanzlücke*. Weiter östlich wird die Mulde stark zusammengepresst, aber auch da finden wir nahe der Spitze des *Schienhorns* und auf dem Sattel zwischen Schien- und Staldhorn ob dem *Simplonhospiz* kleine Linsen von Prasinit und Talkgesteinen (sog. Ofenstein), immer den Südrand der Mulde begleitend. Verfolgen wir von da an die Gantermulde in ihrem äusserst komplizierten Verlauf stundenweit durch die vergletscherten Gebirgsstöcke des Bortelhorns, Monte Leone und Wasenhorns, so finden wir endlich wieder bei der Spitze des *Mäderhorns* und auf der Mäderalp, also da, wo wir wieder in die Nähe des Schienhorns zurückkommen, genau dieselben „Ofensteine“ wie dort, als kleine Linsen in den Kalkschiefern eingeschlossen.

Die Hauptmulde der Bündnerschiefer, die „*Binnermulde*“, weist auf der Strecke, wo die parallel laufenden südlichen Teilmulden Grünschiefer führen, davon keine Spur auf. Diese Gebilde setzen erst zwischen *Rosswald* und dem *Saflischpass* (zwischen Berisal und Binn) in der Hauptmulde ein.

Dies zeigt, dass die ursprüngliche Anordnung der basischen Eruptivmassen von der jetzigen Faltenrichtung unabhängig ist. Somit erscheint eine Intrusion während und infolge der Auffaltung als ausgeschlossen.

In der Gegend des *Saflischpasses* sind die Grünschiefer in einzelnen Linsen entweder den Kalkschiefern, unmittelbar über dem Triasmarmor, oder aber diesem selbst eingelagert.

Häufigere Aufschlüsse im Grünschiefer finden wir dann im Grund des Binnentales. So am Bach beim Hotel Ofenhorn in *Binn*, bei *Giessen*, *Im Feld* etc.

Die Fortsetzung der Zone ist bei *Feldbach* wieder aufgeschlossen, wo ein kontinuierlicher Grünschieferzug beginnt, der über das *Turbhorn* bis auf den höchsten Kamm der *Strahlgräte* emporsteigt.

Die starke Entwicklung der Grünschiefer in dieser Zone macht sich auch in der südlich vorgelagerten Teilmulde bemerkbar, in der bei *Tshampigenkeller* mächtige Prasinitlager zutage treten.

In der Fortsetzung des Grünschieferbandes der Strahlgräte sieht man an den vom Gletscher entblösten Stellen am Südostabhang des *Blindenhorns*

mehrere Grünschieferlager übereinander ausstreichen. Am Westabsturz des *Banhorns* wechsellagern Grünschiefer mit Dolomit und Rauchwacke der Trias und erreichen eine Mächtigkeit von zirka 200 Metern. Im obern Banbachtal tauchen sie unter Schiefer- und Schuttbedeckung und treten weiter ostwärts nicht mehr zutage.

Der ausgedehnte Kalkschieferstreifen von Devero und Veglia, der östlich vom Ofenhorn von den nördlichen Kalkschiefermulden sich abzweigt, ist überaus arm an Grünschiefern. Um so wichtiger ist ein Vorkommen am *Monte Orfano* beim Lago Codelago¹⁾. Die Grünschiefer nehmen hier dieselbe stratigraphische Lage ein, wie in den nördlichen Mulden und liegen, was Beachtung verdient, gerade gegenüber Tschampigenkeller und Feldbach, wo die Grünschiefer der Binnermulde eine besonders starke Entwicklung zeigen. Die vollkommene Analogie in der Lagerung der Grünschiefer am Monte Orfano einerseits und bei Tschampigenkeller andererseits ist eine wichtige Stütze für die Theorie, dass die Masse der Deveroschiefer mit der südlichen Teilmulde der Binnerschiefer unter der Gneisskette Helsenhorn-Ofenhorn hindurch in direkter Verbindung stehe. (Vgl. beistehende Fig. 2.)

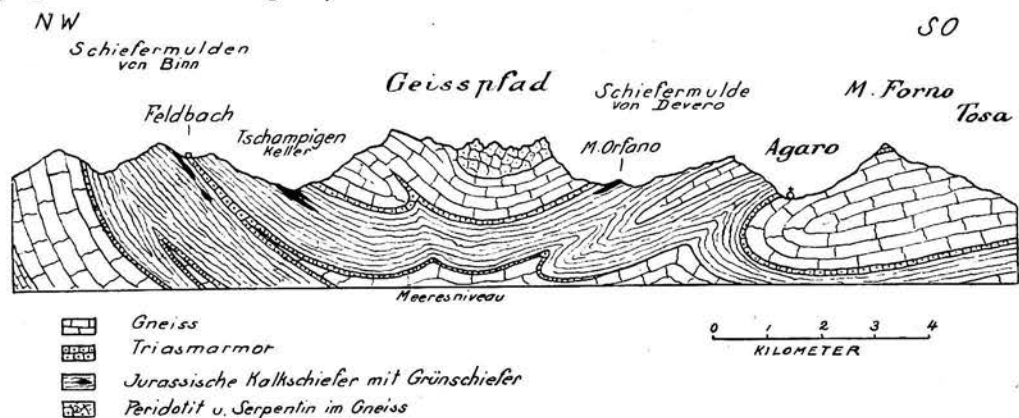


Fig. 2.

Verfolgen wir die schmalen, zwischen Gneissen eingekeilten Kalkschiefermulden weiter nach Süden, wo sie in grossem Bogen die oberen Teile des Cairasca- und Diveriatales umsäumen und ostwärts sich wendend bei Ojra die Tosa überschreiten, so finden wir keine Spur von Grünschiefern. Erst am Monte Larone ob Crodo im Antigoriotal, bei Agarina und nördlich der Alpe Colmine kommen sie noch einmal zum Vorschein als Einlagerungen in den stark zerschlagenen Mulden, die ostwärts bald auskeilen.

¹⁾ Auf der Kartenskizze Fig. 1 ist dieses Vorkommen östlich von Devero direkt südlich des Wortes „Geisspfad“ eingetragen.

Dass die Grünschiefer gerade an dieser Stelle wieder zutage treten, ist überaus auffällig, denn sie liegt genau in der südlichen Fortsetzung einer quer zum allgemeinen Schichtstreichen verlaufenden Geraden, die die Grünschieferlager von Feldbach, Tschampigenkeller und Monte Orfano verbindet. Die Bedeutung dieser Linie für das Auftreten basischer Eruptivgesteine wird noch erhöht durch die Tatsache, dass auch die gewaltige dem Ofenhorn-Leonegneiss eingelagerte Peridotit- und Serpentinmasse am Geisspfad mit ihr zusammenfällt. Ebenso die entsprechenden, gleichfalls im Gneiss auftretenden Peridotite und Serpentine zwischen Onsernone- und Vigezzotal (südöstlich vom Gebiet der Simplonkarte), die neuerdings von A. Stella aufgenommen worden sind.¹⁾

Den geologischen Zusammenhang denke ich mir folgendermassen: Durch diese geradlinige Reihe von basischen Eruptivkörpern wird die Richtung einer alten Spalte angedeutet, von der aus am Ende der Triaszeit und während der Jurazeit Eruptivmaterial zum Teil über die Oberfläche, resp. den Meeresgrund sich ergoss, zum Teil aber in die ältern Gneisse hinein intrudiert wurde. Es wären demnach die Peridotit- und Serpentinmassen vom Geisspfadpass und im Valle Vigizzo als Tiefenfacies der mesozoischen Grünschiefer vom Monte Larone, Monte Orfano, Tschampigenkeller, Feldbach etc. anzusehen.

Die wichtigeren Grünschieferlager sollen im Folgenden einzeln beschrieben werden.

¹⁾ A. Stella: Sulla geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. (Boll. d. Soc. geol. ital. XXIII, 1904, I, S. 85.)



B. Spezielle Beschreibung der einzelnen Grünschieferlager.

I. Visp—Gamsertal.

Die auf Seite 4 genannten grossen Serpentinmassen bei Visp und im Gamsertal, sowie die sie begleitenden Amphibol- und Chloritgesteine habe ich bereits eingehender beschrieben in einer besondern Publikation: „Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig“ (Verhdl. d. naturf. Ges. in Basel, Bd. 15, H. 2, 1903, S. 293—316). Die seitdem neu entdeckten Grünschiefer der „Magenhornmulde“ (S. 4) stimmen petrographisch mit den auf Seite 298 der genannten Arbeit beschriebenen Grünschiefern von Visp überein. Auch das Seite 303—305 beschriebene Albit-Kontaktgestein fand sich wieder. Er ist in der Breiterbachschlucht am Wege von Riedji nach Salenboden aufgeschlossen. Das Gestein ist dort etwas verwittert, so dass die Albitkörner als schwarze, auffallende Knoten aus der grünlichen „Grundmasse“ hervortreten.

Von den auf Seite 302 beschriebenen Kontaktgesteinen wurden bei Katzhaus nördlich der „Hohen Fluh“ neue Stücke gesammelt und eine Probe analysiert. Es sind graue bis graugrünliche, deutlich gebänderte, häufig sehr feinkörnige, harte, splittrig brechende Gesteine mit leichtem Seidenglanz, von zerstreuten Sericitschüppchen. Aufs engste mit diesen verknüpft sind etwas heller graue Varietäten. Sie sind etwas gröber im Korn, mehr flasrig-körnig. Die Körnel zeigen im Durchschnitt glänzende Albitspaltflächen. Die gröbstkörnigen Abarten bilden Übergänge zu den oben erwähnten Albit-Kontaktgesteinen.

Ganz feinkörnige, splittrige Gesteine vom Katzhaus (I) und von Niedersten im Gamsertale (II) — vgl. l. c. p. 308 — zeigen folgenden chemischen Bestand ¹⁾:

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

	I	II		I	II
Si O ₂ =	78,60 ‰	73,35 ‰	Mg O =	1,60 ‰	1,01 ‰
Ti O ₂ =	0,37 "	0,40 "	Ca O =	6,10 "	7,04 "
Al ₂ O ₃ =	4,65 "	6,48 "	Na ₂ O =	1,75 "	2,46 "
Fe ₂ O ₃ =	0,16 "	0,32 "	K ₂ O =	0,21 "	0,74 "
Fe O =	2,17 "	1,67 "	Glühverl. =	0,80 "	5,90 "
Mn O =	0,15 "	—	Summa =	100,56 ‰	99,37 ‰

Die Zusammensetzung weist auf stark silifizierten tonigen Kalkschiefer mit nur wenig erhöhtem Natriumgehalt. Dieser stellt sich in beträchtlicherem Masse offenbar erst in den körneligen Varietäten ein, die dann auch in chemischer Beziehung Übergangsglieder bilden zu den Albitgesteinen, von denen pag. 305 der oben genannten Arbeit eine Analyse gegeben ist.

II. Saffischpass (zwischen Binn und Bérisal).

a) Dünnschiefrig-flasrige und grobkörnig-gabbroartige Amphibolite (Westseite des Passes).

Steigt man von Bérisal zum Saffischpass empor, so überschreitet man direkt über „Im Stafel“ die Ablagerungen der Trias und trifft nun in den darüber liegenden Kalkschiefern der grossen Binnermulde mehrere Grünschieferlager. Die wichtigsten Aufschlüsse über die Lagerungsverhältnisse liefert der Bach, der südlich vom Punkt 2905 des Tunnetschornes entspringt. Er entblösst das gesamte Schichtprofil vom Gantergneis durch die von Augengneis unterbrochenen Triasmarmore bis in die grosse jurassische Kalkschiefermasse hinein. (Vgl. beistehende Figur 3.)

Gn = Zweiglimmergneis (Gantergneis)
 A Gn = Augengneis
 M = Marmor
 Q = Geröllschicht
 SK = Kalkphyllit
 Sv = Grünschiefer

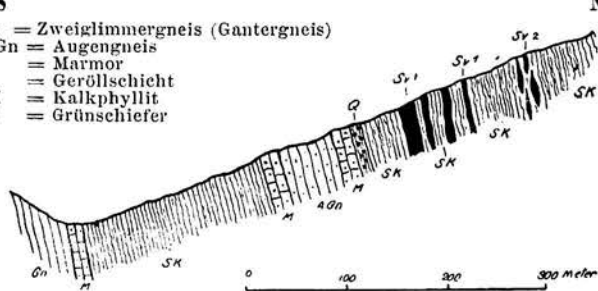


Fig. 3. Profil durch die Triasregion der Binner Bündner Schiefermulde am Südabhang des Tunnetschorn.

1. Amphibolitschiefer.

Der untere der beiden im Profil dargestellten Grünschieferkomplexe besteht aus vier, den Kalkschiefern konkordant eingeschalteten Lagern eines dunkeln, feinschiefrigen Amphibolits.

Im Hauptbruch erscheint das Gestein gleichmässig grün mit leichtem Seidenglanz, im Querbruch dagegen weiss gesprenkelt.

Als Hauptbestandteile lassen sich unter dem Mikroskop Hornblende und Feldspat erkennen. Die Feldspatindividuen gruppieren sich zu augenartigen Aggregaten, die von Hornblendenadeln flasrig umhüllt sind. Das Gestein besitzt demnach ausgeprägte Microocellarstruktur.

Die *Hornblende* bildet teils gerundete, teils ziemlich gut vom Prisma und den beiden Pinakoiden begrenzte Stengel. Ihr Pleochroismus ist:

a = hellgelbgrün
b = grasgrün
c = blaugrün.

Die *Feldspatkörner* sind wasserhell, durchpickt von zahllosen Einschlüssen: Körner und Nadeln, die grossenteils Hornblende und Epidot sind. Zwillingsbildungen fehlen. Die Bestimmung wird dadurch bedeutend erschwert. In Schnitten, in denen scharfe Spaltrisse nach 001 sichtbar sind, beträgt die Auslöschungsschiefe, bezogen auf diese Spaltrisse, 15° — 20° . Der optische Charakter ist positiv¹⁾. Diese Daten weisen auf *Albit*.

Als weitere Bestandteile des Gesteins sind zu nennen: Beträchtliche Mengen gelber *Epidotkörner*; hie und da stark gerundeter *Zoisit*. Ganz spärlich vertreten ist Biotit von braungrauer Farbe. *Rutil* in groben Körnern oder nur selten in feinen Kristallsäulen, und *Eisenerz*, vermutlich Titaneisen, treten stets in engster Verbindung miteinander auf.

Nach Becke²⁾ ist die Struktur als „kristalloblastisch“ zu bezeichnen. Die Anordnung der Gemengteile bedingt Ocellartextur. „Idioblasten“ sind teilweise Rutil, sowie Hornblende. Eine Abweichung gegenüber der von Becke aufgestellten Reihe nach abnehmender Kristallisationskraft³⁾ ist hier insofern zu verzeichnen, dass die Hornblende auch gegen Epidot und Zoisit ihre Kristallbegrenzung beibehält.

2. Flasriger Epidot-Amphibolit.

Der obere Grünschieferkomplex im erwähnten Profil am Tunnetschhorn (Fig. 3) besteht aus mehreren linsenförmigen Lagern. Das Gestein besitzt grobflasrige Ocellarstruktur. Von blossem Auge erkennt man die wirren Hornblendenadeln, welche gelbliche, epidotreiche Augen umhüllen. Die Gemengteile

¹⁾ Bestimmt nach der von Fr. Wright angegebenen Methode: „Two microscopic-petrographical methods“ (American journal of science, vol. XVII, May 1904, pag. 388.)

²⁾ F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. (Wiener Akad., 1903, Bd. LXXV.)

³⁾ l. c. Seite 42.

sind dieselben wie im Amphibolitschiefer, nur tritt noch ein chloritischer Glimmer hinzu.

Die Mengenverhältnisse sind etwas verschoben dadurch, dass auffallend viel Epidot vorhanden ist. Auch die Biotitmenge ist grösser. Der Feldspat tritt stark zurück.

Die *Hornblende* zeigt oft im Kern ohne scharfe Trennung von der Hülle hellere Farbe bis Farblosigkeit und beträchtlich höhere Doppelbrechung. Offenbar sind es Übergänge zu *Aktinolit* und *Tremolit*.

Die Auslöschungsschiefe der gewöhnlichen, stark farbigen Hornblende beträgt 14° — 17° auf 010.

Der *Epidot* ist schwach gelblich gefärbt. Sein Pleochroismus ist:

a und b = fast farblos
c = hell gelblichgrün

Häufig sind Zwillinge nach 100.

Der *Biotit* ist meist mit der Hornblende verwachsen, derart, dass die Glimmerplatten parallel den Hornblendeprismen liegen. Pleochroismus ist:

a = hellbraun
c und b = dunkel olivengrün.

Das zweite, oft mit Biotit parallel verwachsene Glimmermineral ist *Klinochlor*. Er zeigt lichtgrüne Farbe mit Pleochroismus:

a und b = grün, c = farblos.

Die Auslöschung auf Schnitten senkrecht zu 001 zeigt eine Schiefe von 9° . Dadurch tritt die häufige Zwillingsbildung scharf hervor. Der Axenwinkel 2E beträgt 30° .

3. Grobkörniger, gabbroider Amphibolit.

Westlich und östlich vom Profil am Tunnetschhorn finden sich Grünschiefer in einzelnen Blöcken auf der Weide. Einige Varietäten sind bedeutend grobkörniger und allem Anschein nach weniger dynamisch verändert. An der groben Anordnung der Gemengteile lassen sich noch Reste der Eruptivgesteinsstruktur erkennen. In einem solchen Gestein vom Südfuss des Faulhorns bildet die Hornblende grössere, einheitlich orientierte Komplexe, die wahrscheinlich die Stelle eines primären Pyroxens inne haben. Die Hornblendekomplexe sind durch eine Art Ruscheln, in denen sich besonders häufig Glimmerminerale bilden, vielfach zerrissen und zertrennt. Am Rande, vorwiegend in der Prismen-

richtung, löst sich häufig die kompakte Hornblendemasse in einzelne schlanke Prismen auf. Es bildet sich Garbenstruktur¹⁾.

Mineralogisch unterscheiden sich diese Gesteine von den sub 1 und 2 beschriebenen schiefrigeren Grünsteintypen durch etwas hellere Farbe der Hornblende und das Auftreten von *Titanit* an Stelle des *Rutil*.

4. Albitschiefer.

Die Grenze zwischen den Grünschieferlagern und den Bündnerschiefern ist vielfach keine ganz scharfe. Besonders auffallend tritt dies im Streichen der Grünschieferlinsen zutage. Beidseits in der Fortsetzung der Linse, wo der eigentliche Grünschiefer ausgekilt ist, wird häufig sein Niveau zwischen den Kalkschiefern durch grünlich gefärbte Gesteine markiert, die weder typischer Grünschiefer noch Bündnerschiefer sind, sondern aus Mineralien beider Gesteine zusammengesetzt sind. Sie bestehen oft aus feinen Lagen abwechselnd weisser und grüner Schichten und sind gelegentlich recht reich an Carbonaten. Der primäre Charakter dieser Bildungen ist nicht mit Sicherheit festzustellen. Am ehesten könnte man wohl an submarine Tuffe denken.

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden Proben solcher Gesteine von folgenden Lokalitäten verwendet: 1) Aus der Bachrunse unmittelbar östlich Fleischboden ob Im Stadel. 2) Aus dem sub 1 beschriebenen Amphibolitschieferkomplex des Profils Fig. 3 am Tunnetschhorn.

Die hellen Lagen dieser Gesteine bestehen aus einem mosaikartigen (granoblastischen) Gemenge von Albit²⁾ und Quarz. Dazu gesellt sich in wechselnden Mengen Calcit, spärlicher: Chlorit, Biotit, Muscovit, Rutil in Aggregaten schlanker Säulchen und Pyrit.

Durch lagenweise Anreicherung der farbigen Gemengteile entsteht die grüne Bänderung des Gesteins.

In einem dieser im Tunnetschhornprofil gesammelten Gesteine, das wesentlich aus Albit (die Auslöschungsschiefe von 21° , in Schnitten senkrecht zu α gemessen, weist auf ganz reinen Albit), Quarz, viel Calcit, Muscovit und Pyrit

¹⁾ Vergleiche G. Williams: The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan (Bull. U. S. geol. survey, n° 62, 1890, S. 211), sowie die treffende Abbildung auf Pl. XII, Fig. 2.

²⁾ Die Bestimmung als ein dem Albit sehr nahe stehender Plagioklas ergibt sich aus folgenden Werten: Die durchschnittliche Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 wurde in einem Gestein vom Tunnetschhorn zu 12° , in dem vom Fleischboden zu 15° , die maximale Auslöschungsschiefe zu 14° resp. 17° gefunden. Schnitte senkrecht zu α zeigen im ersten Gestein 14° , im zweiten 16° , in einem dritten, ebenfalls vom Tunnetschhorn, 21° Auslöschung bezogen auf die Trace von 010.

besteht, erreichen die Albitkörner bis gegen 1 cm. Durchmesser. Alle andern Gemengteile, auch der Calcit, treten gelegentlich als Einschlüsse im Albit auf. In angewitterten Stücken machen sich die Albitkörner als vortretende Knoten bemerkbar.

Im Bereich dieser Gesteine, die ich als *Albitschiefer* bezeichnet habe, finden sich häufig Mineralaggregate, in denen einzelne Gemengteile der Albitschiefer oder der Grünschiefer in beträchtlichen Dimensionen auskristallisieren. So findet man Lagen von grobkristallinem Calcit, Quarz und würfelförmigem Pyrit. Andernorts wird der Epidot in langen, weingelben Prismen sichtbar.

b) Pikrit und massiger Amphibolit

(Safischpasshöhe zwischen Grauhorn, 2701 m., und Bettlihorn, 2991 m.).

In der Nähe der Passhöhe habe ich zwei Grünschieferlinsen aufgefunden. Die eine zirka 60 Meter tief südwestlich unterhalb des Passes, die andere wenige Meter südöstlich von der Passhöhe. Beide liegen zwischen den kristallinen Kalken und Zellendolomiten der Trias, die hier reichlich Gips enthalten. Die Gips- und Marmorlagen sind durch ihre leuchtend weisse Farbe weithin als Marksteine der Passhöhe sichtbar. Die eigentümliche Schichtfolge der Trias zwischen Gneiss und Bündnerschiefer ist in Profil Fig. 5 (S. 16) dargestellt, so, wie sie auf der Passhöhe aufgeschlossen ist.

1. Pikrit.

Die geologische Situation der westlich von der Passhöhe gelegenen Pikritlinse gibt untenstehendes Profil Fig. 4, das durch einen kleinen Wasserlauf angeschnitten ist.

Das dunkel blaugrüne Gestein, das in der Runse in dünnen Lagen ansteht und beiderseits in zahlreichen Blöcken zutage

tritt, stellt einen ganz eigenartigen Typus dar, der in dem ganzen Simplongebiet sonst nirgends vorkommt.

Das Gestein ist feinkörnig, ohne Schieferung, bisweilen an der angewitterten Oberfläche dunkel gefleckt, und erweckt auf den ersten Blick den Eindruck eines Eruptivgesteins.

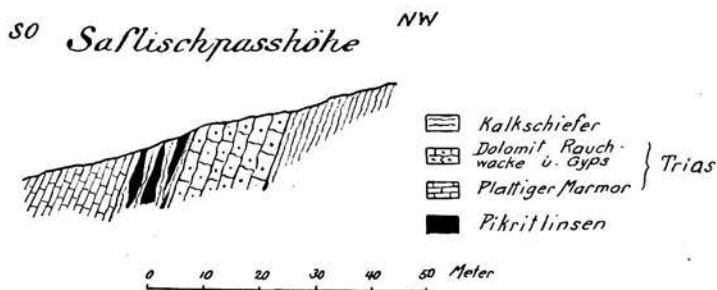


Fig. 4.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine gleichförmige, schwach grünliche Grundmasse mit zahlreichen Einsprenglingen.

Der Gestalt nach sind diese *Einsprenglinge* einander alle sehr ähnlich. Es sind Sechsecke von rhombischem Habitus, deren zwei spitzere Winkel häufig die Werte 70° und 90° aufweisen. Ihre mineralische Zusammensetzung ist sehr wechselnd. Oft sind es reine *Serpentinpseudomorphosen*:

Die äussere Begrenzung derselben ist regelmässig durch eine schmale Serpentin faser gebildet, die der ganzen Peripherie entlang läuft. In der Längsrichtung der Faser, also in der Peripherie der Pseudomorphose liegt stets die Richtung kleinerer optischer Elastizität (c'). An diese äussere Umgrenzung der Pseudomorphose schliesst sich nach innen eine schmale Zone isotroper Serpentin substanz an. Das Zentrum wird gebildet von einem Netzwerk langer Serpentin fasern, dessen Zwischenräume ausgefüllt sind von kurzen Fasern, die auf den langen senkrecht stehen. Dieses Gefüge stellt eine Art Maschenstruktur dar. In manchen Fällen ist im Kern der Pseudomorphose das Serpentinnetzwerk teilweise oder ganz von *Talk* ersetzt, während die äussern Teile: die isotrope Zone und die peripheren Fasern, als Serpentin erhalten bleiben. Oder aber es ist allein die Peripherie in *Talk* umgewandelt, das Zentrum Serpentin geblieben.

Die Serpentin substanz der Einsprenglinge wird häufig teilweise oder ganz ersetzt durch *Tremolit*, *Calcit* oder *Magnetit*, so dass vollkommene Verdrängungspseudomorphosen entstehen. Am auffälligsten gibt im gewöhnlichen Licht der *Magnetit* die ursprüngliche Kristallform der Einsprenglinge wieder, zumal er vorzugsweise die peripheren Teile derselben pseudomorphosiert.

Die Grundmasse zeigt eine schwach grünliche Farbe und erweist sich zum grossen Teil optisch isotrop. Stellenweise bemerkt man darin kleine individualisierte *Antigoritblättchen*, oft in Begleitung und zum Teil enger Verwachsung mit *Chloritschuppen*, die optisch positiv (mit negativem Charakter der Längsrichtung der Durchschnitte) und deutlich pleochroitisch sind: a und b = bläulichgrün, c = bräunlichgelb. Ihre Doppelbrechung ist sehr gering. Wahrscheinlich liegt *Pennin* vor.

Da, wo *Antigorit* und *Pennin* mit einander verwachsen sind, erscheint regelmässig auf der Grenze zwischen beiden eine äusserst schwach mit tief violettblauen Farben polarisierende Zone. Vermutlich handelt es sich hier um eine kaum merkbar doppelbrechende *Pennin* varietät, die ein Übergangsglied vom optisch positiven *Pennin* zum optisch negativen *Antigorit* bildet. Die isotrop erscheinenden Teile der Grundmasse mögen aus ähnlicher Substanz bestehen.

Die Antigoritblättchen wachsen stellenweise zu grössern Tafeln aus, an denen sehr schön die Eigenschaften des typischen Antigorit studiert werden können. Die Antigorittafeln sind vielfach mit Tremolit in der mannigfaltigsten Weise verwachsen. Da, wo diese beiden Mineralien grössere Dimensionen annehmen, wird die ursprüngliche Gesteinsstruktur oft gänzlich verwischt.

Über die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins ist folgendes zu bemerken: Die Einsprenglinge sind nach der Natur ihrer Umwandlungsprodukte und nach ihrer Form als *Olivin*pseudomorphosen aufzufassen. Ihre idiomorphe Ausbildung macht es wahrscheinlich, dass die Olivineinsprenglinge ursprünglich von *Glasbasis* umgeben waren, die jetzt als chloritisierte, noch recht homogene, teilweise isotrope Grundmasse vorhanden ist. Glasbasis in Pikriten und Pikritporphyriten wird ja in der Literatur vielfach erwähnt. Der Pikrit vom Saffischpass scheint ausschliesslich aus Olivinkristallen und Glasbasis bestanden zu haben. Von andern ursprünglichen Bestandteilen, wie sie in den meisten bekannt gewordenen Pikriten vorkommen, sind keine Spuren mehr nachweisbar. Immerhin erscheint mir wahrscheinlich, dass gewisse zusammenhängende Tremolitpartien die Stelle ursprünglichen Pyroxens einnehmen, besonders an den Orten, wo der Tremolit fein verteilte Magnetitausscheidungen aufweist, die in ihrer Anordnung oft auffallend einheitliche Orientierung besitzen.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende¹⁾:

Si O ₂ = 37,00 %	Na ₂ O } = 0,81 %
Al ₂ O ₃ = 8,64 "	K ₂ O } = 0,81 %
Fe ₂ O ₃ = 6,30 "	C O ₂ = 1,35 "
Fe O = 4,93 "	H ₂ O = 9,31 "
Mg O = 28,26 "	
Ca O = 2,25 "	98,85 %

Es ist dies die Zusammensetzung eines Peridotits oder Pikrits. Die Berechnung der Osannschen Typenformel gibt folgende Werte:

$$S = 39,30; a = 0,5; e = 1,5; f = 18.$$

Es liegt demnach extremes π -Magma vor. Stofflicher Bestand und Struktur stellen das Gestein demnach zu den *Pikriten*, resp. *Pikritporphyriten*. Von Analysen aus dieser Gruppe sind zum Vergleich namentlich heranzuziehen: 1) Pikrit vom Schwarzenstein bei Trogen (Fichtelgebirge)²⁾, 2) Pikrit von „Schwarze Steine“ Wallenfels (Nassau)²⁾. Doch zeigt der Pikrit vom Saffischpass gegenüber diesen Gesteinen höhern Magnesia- und Tonerde-Gehalt, dagegen

¹⁾ Anal. Dr. F. Hinden.

²⁾ Rosenbusch, Elemente, S. 352.

Zurücktreten des Eisen- und Kalkgehaltes. Noch besser stimmt die Zusammensetzung mit der eines Pikritporphyrites aus oberem Huron überein¹⁾. Der beträchtliche Aluminiumgehalt ist wesentlich in der Grundmasse enthalten, in deren Umwandlungsprodukten ja chloritische Substanzen eine wichtige Rolle spielen.

Von grossem geologischem Interesse ist es, dass ähnliche Gesteine wie am Saffischpass auch in der Nähe von Arosa vorkommen, teilweise ebenfalls als Einlagerungen in triadischen Kalken. A. Bodmer-Beder²⁾ beschreibt vom Weisshorn und vom Oberberg bei Arosa als „vitrophyrische“ und „olivinporphyrische Diabase“ Gesteine, die wesentlich aus idiomorphen Olivineinsprenglingen und Erzen in einer vitrophyrischen oder mikrofelsitischen Basis bestehen. Diese Gesteine sind dort aufs engste mit Diabasen verknüpft und von Diabas-tuffen begleitet.

2. Massige, einschlussreiche Amphibolite.

Wenige Schritte östlich der Passhöhe treten in den obersten Schichten der Trias, zwischen Dolomit und Gyp, dunkelgrüne blockartige Massen eines richtungslos strukturierten Amphibolites zu Tage, der im ganzen das Aussehen eines feinkörnigen bis mittelkörnigen Diorites hat. Die geologische Situation zeigt beistehendes Profil der Saffischpasshöhe, Fig. 5.

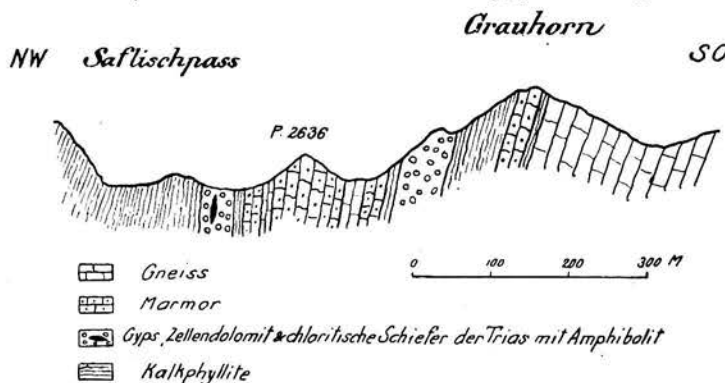


Fig. 5.

Der Amphibolit enthält gelegentlich hellfarbige Einschlüsse und ist da und dort reichlich von grösseren Pyrit- und Magnetitkristallen durchspickt.

Der Hauptbestandteil ist die *Hornblende*, oft in zusammenhängenden Komplexen auftretend, die sich randlich in isolierte Hornblendenadeln und -körner auflösen. Pleochroismus: a = gelblich; b = grün; c = blaugrün. Winkel c: c = 18° bis 19°.

¹⁾ M. Clements: The western part of the Crystall Falls district. (U. S. A. geol. Surv. Monographs 36, 1899, S. 219.)

²⁾ A. Bodmer-Beder: Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge Graubünden. (N. Jahrb. f. Min. B. B. XII, S. 238—267.)

Biotit ist schon makroskopisch bemerkbar. Er stimmt mit dem Seite 11 beschriebenen überein und ist häufig mit Hornblende, seltener mit *Klinochlor* parallel verwachsen.

Weitere Gemengteile sind: *Epidot*, *saurer Plagioklas*, *Rutil*, *Pyrit*.

Die Struktur ist kristalloblastisch. Die Gemengteile zeigen in folgender Reihe abnehmenden Idiomorphismus: *Rutil*, Hornblende, *Biotit*, *Plagioklas*.

Das Gestein stimmt mineralogisch mit den von der Westseite des Saffischpasses (namentlich sub 2) beschriebenen Amphiboliten überein, zeichnet sich aber durch die richtungslose körnige Struktur aus, in der der ursprüngliche Eruptivcharakter besonders makroskopisch gut erhalten ist. Um die hellfarbigen, vom Amphibolit scharf abgegrenzten Einschlüsse herum erscheint jener oft feinkörnig bis dicht. U. d. M. erkennt man in diesen dichtern Partien einen feinen Hornblendefilz mit zurücktretendem Feldspat. Diese Erscheinung weist auf eine schon primär feinkörnige basischere Randfacies des Gesteins, also auf endomorphe Kontaktmetamorphose hin.

Die Einschlüsse bestehen aus einem grünlichgelben, feinkörnigen granoblastischen Gemenge von *Epidot* und *Albit*¹⁾. Die *Albite* sind durchspickt von feinen Hornblendenädelchen und wohlausgebildeten kleinen *Epidotkristallen*.

Dieses Gestein ist wohl aus einer eingeschlossenen Sedimentscholle hervorgegangen. Was auch die ursprüngliche Natur derselben gewesen sein mag, jedenfalls ist der hohe Natrongehalt auffallend, den der mehr als die Hälfte des Gesteins bildende *Albit* bringt. Dieser Reichtum an *Albit* ist übrigens, wie wir gesehen haben, vielfach charakteristisch für die mit den Amphiboliten unmittelbar in Kontakt stehenden Gesteine. Es scheint hier wie dort sich um Zufuhr von Natron von dem Eruptivgestein aus in das Nebengestein zu handeln. Ob dieser Vorgang der Kontaktmetamorphose oder späterer Umwandlung zuzuschreiben ist, soll weiter unten besprochen werden.

III. Binnenthal-Feldbach-Hohsandgletscher.

a) Der Amphibolitzug Breithorn bis Hohsandgletscher.

Verfolgt man den Südrand der Binner Bündnerschiefermulde vom Saffischpass weiter ostwärts, so findet man Spuren von Grünschiefereinlagerungen erst wieder am Südabhang des Breithorn auf dem Holiboden. Fernerhin treten sie zu Tage: bei Z' Binnen, bei der Binnabrücke in Schmidigenhäusern, an

¹⁾ Die Maximalauslöschungsschiefe in der Zone senkrecht zu 010 beträgt 15°, die Auslöschungsschiefe zur Zwillingsgrenze in Schnitten senkrecht zu $\alpha = 13^\circ - 15^\circ$.

der Einmündung des Lochgrabens und des Lauigrabens in die Binna bei Giessen und bei Kehlmaten ob Im Feld, wo sie als schroffe grüne Wand den steilen Weidenkamm krönen.

Wahrscheinlich bilden die Grünschiefer auf dieser Strecke ein ziemlich kontinuierliches Lager in den Kalkschiefern im Hangenden der Trias, die bei Hofji in einem Kalkbruch als weisse und bläuliche Dolomitmasse zutage tritt. Der beste Aufschluss in den Grünschiefern in der Sohle des Binnatales ist der im Lauigraben bei Giessen. Dieser Graben schliesst untenstehendes Profil auf (Fig. 6).

Zirka zwei Kilometer nordöstlich von Kehlmaten bei der alten Eisen-
grube von Feldbach setzt wieder ein kontinuierliches Lager von steil süd-

Im Lauigraben bei Giessen

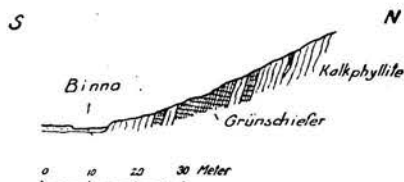


Fig. 6.

fallenden oder saigern Grünschiefern ein, die bis auf den hohen Kamm der Turbhörner sich verfolgen lassen. Auf dem Grat zwischen Turbengletscher und Mittlenberggletscher und weiterhin auf dem firnlagerten Felskamm der Strahlgräte werden sie wieder sichtbar, stets in zirka 150 m. Distanz begleitet von dem weissleuchtenden Dolomitbände der Trias.

In der Strichrichtung dieses Zuges liegen die Grünschiefer am Blindenhorn, die höchst wahrscheinlich unter dem Gletscher mit denen der Strahlgräte sich verbinden.

Die Mächtigkeit der Grünschiefer vom Breithorn bis zu den Strahlgräten schwankt zwischen 1—15 Meter. An manchen Stellen trennt sich der sonst einheitliche Zug in mehrere Teillager und Linsen. So z. B. im Lauigraben (Fig. 6).

Der petrographische Charakter der amphibolitischen Grünschiefer des ganzen Zuges ist ein eintönig gleichförmiger. Die Hauptmasse derselben ist äusserst fein geschiefert. In selteneren Fällen, namentlich im Zentrum grösserer Anschwellungen des Lagers ist die Parallelstruktur weniger ausgeprägt. Auf dem Hauptbruch des feinschiefrigen Gesteins bemerkt man einen dunkel bläulich-grünen, seidenglanzenden Filz von Hornblendenadeln. Der Querbruch weist einen Wechsel von äusserst feinen dunkleren, hornblendereichen und hellern feldspatreichen Schichtchen auf, die oft in zierlichster Weise gefältelt sind. Je ein Schichtchen enthält die ausgewalzten Umwandlungsprodukte eines einzelnen ursprünglichen Gemengteiles. Bei primär grobkörnigerem Gestein nehmen die Schichtchen an Dicke zu, so namentlich im Zentrum mächtigerer Lager.

Der Mineralbestand entspricht dem der Grünschiefer vom Saffischpass. Hauptbestandteil ist dieselbe bläulich-grüne *Hornblende* entweder in zusammenhängenden Komplexen auftretend oder als isolierte Kryställchen, die dann deutlich von Prisma und beiden Pinakoiden begrenzt sind. Die Hornblende ist eingebettet in einer glashellen „Grundmasse“ von *saurem Plagioklas* und etwas *Quarz*. In wechselnden Mengen finden sich daneben *Epidot*, der, wenn reichlich vorhanden, das sonst weisse Albit-Quarzmosaik gelblich färbt, ferner *Biotit*, *Zoisit*, *Pyrit*, *Titaneisen* und mit grosser Regelmässigkeit *Rutil*. Dieser bildet gelbe Körner und begleitet dann häufig das Eisenerz oder er ist in wohlbegrenzten Kristallsäulchen ausgebildet, die oft zierliche Zwillingsbildungen aufweisen. Es wurden beobachtet: knieförmige Zwillinge nach 101 und herzförmige Zwillinge nach 301.

An der Peripherie der kompakten Grünschieferlager stellen sich häufig gebänderte Gesteine ein, die einen vielfachen Wechsel zeigen von hornblende-reichen oder häufiger noch von biotit- und chloritreichen dunkelfarbigem Schichtchen mit hellern Schichtchen die hauptsächlich aus Calcit, Albit, Quarz und Epidot bestehen, nur in geringen Mengen auch Hornblende, Chlorit, Biotit und Muscorit sowie etwas Rutil und stellenweise auffallend viel Pyrit führen. Auf diese Weise wird gewissermassen ein allmählicher Übergang von den Grünschiefern zu den Kalkphylliten vermittelt und man erhält den Eindruck, es habe eine Mischung des Materials beider Gesteine stattgefunden, die man sich wohl in der Form von Tuffbildungen erklären kann.

Am Fuss des Hölzlihorns, wo die Grünschiefer die bedeutendste Mächtigkeit erreichen, finden sich darin rundliche Einschlüsse von grobkrySTALLINEM Marmor und Epidotgesteinen.

Die Spuren, die auf den ursprünglichen Charakter der Grünschiefer hinweisen sind recht spärlich. Dazu gehört namentlich das Anwachsen der Korngrösse im Zentrum der mächtigeren Lager, sowie die Einschlüsse. Trotzdem steht es ausser Zweifel, dass wir es mit extremen Umwandlungsprodukten diabasartiger Eruptivgesteine zu tun haben, was sich namentlich aus der Untersuchung der Grünschiefer bei Tschampigenkeller und am Banhorn ergeben hat.

b) Der Topfstein am Gandhorn.

Im stratigraphischen Niveau der Grünschiefer findet sich am Gandhorn, etwa 500 m. südwestlich von Feldbach, und somit vom Anfang des amphibolitischen Grünschieferzuges entfernt eine Linse von sog. Topfstein oder Ofenstein im Kalkschiefer eingeschlossen.

Das Gestein besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von *Talk* und *Antigorit*. Der *Talk* füllt häufig die Zwischenräume zwischen den grössern idiomorph ausgebildeten *Antigorit*blättchen aus. Dazu gesellt sich etwas Eisenerz und zahlreiche bis zu 1 cm. Grösse anwachsende Einsprenglinge von *Magnetit*.

Makroskopisch stellt sich diese Mineralkombination als eine bald grünere bald grauere „Grundmasse“ dar (je nach dem Vorwalten von *Antigorit* oder *Talk*), mit gelben spiegelnden Einsprenglingen.

Das Auftreten derartiger kleiner Linsen von Magnesiagesteinen in Begleitung der amphibolitischen Grünschiefer, wie wir es ja auch in der Gantermulde kennen, findet seine Erklärung in dem Pikritvorkommen am Safischpass.

IV. Banhorn.

a) Spezielle geologische Beschreibung.

Die bedeutendste Entwicklung im ganzen Gebiet östlich von der Simplonstrasse erlangen die Grünschiefer am Banhorn. Sie bilden einen grossen Teil seines südwestlichen Abhanges gegen das Ostende des Hohsandgletschers hin.

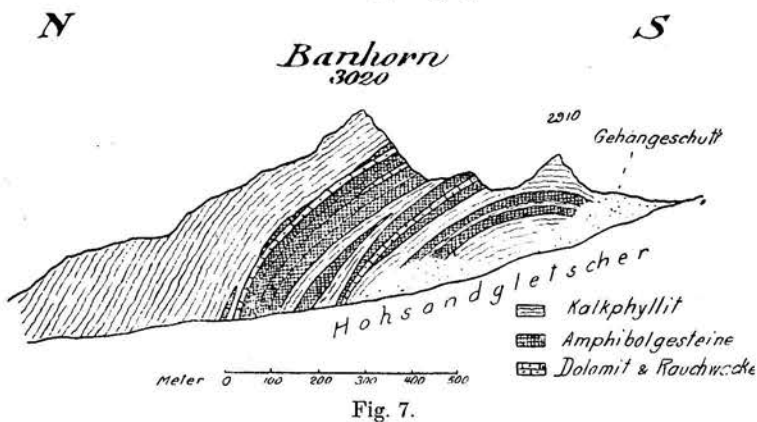


Fig. 7.

Besonders schön sieht man die dunkelgrünen Massen bei guter Beleuchtung vom Gipfel des Hohsanhornes aus. Von dort aus habe ich sie entdeckt. Sie erscheinen als ein Gewölbe, das unter dem Banhorngipfel und Punkt 2910 sich wölbt.

In Fig. 7 sind ihre geologische Situation, die ich auf S. 6 kurz skizziert habe, sowie die Lagerungsverhältnisse zur Darstellung gebracht.

Nirgends im Simplongebiet tritt der Eruptivgesteins-Charakter der Grünschiefer so augenfällig hervor wie am Banhorn. Einige Lager entbehren jeglicher Parallelstruktur und erscheinen als massige richtungsloskörnige Eruptivkörper. Schlierenartige Ausbildung und Gangbildungen vollenden das eruptive Gepräge.

Steigt man in dem Bett des Wildbaches an, der vom Westabhang des Banhorns zum Ende des Gletschers hinunterfließt, so trifft man unter steil nordfallenden Kalkphylliten zunächst auf einen 15—20 m. mächtigen Komplex von feinkörnigen, einheitlich dunkelgrün gefärbten Schieferen. Dann folgen in mehrfachem Wechsel Kalkschiefer und Grünschiefer, dazwischen Rauchwacke und Marmor in der Reihenfolge, die obenstehende Skizze Fig. 8 angibt.

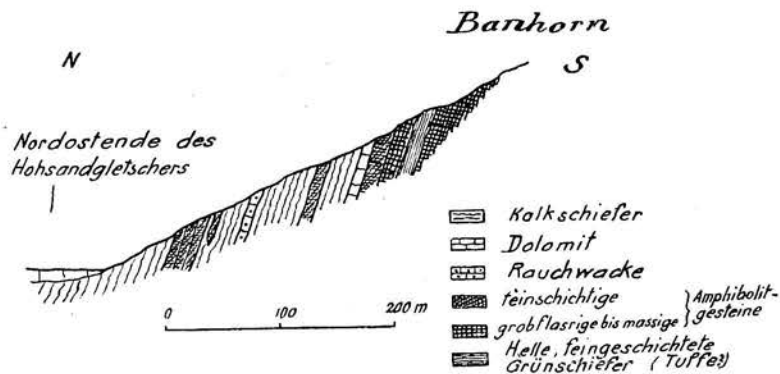


Fig. 8.

Unter dem Marmor beginnt ein mächtiger Komplex von Grünschiefern. Sie sind meist recht grobkörnig. An der Grenze gegen das Nebengestein stellen sich jedoch feinkörnigere Varietäten ein, die in ihrem Gesteinscharakter identisch sind mit den kleineren, isoliert in den Kalkschiefern liegenden Grünschieferlagern. Bemerkenswert sind die Beziehungen zwischen grobkörnigem und feinkörnigem Grünschiefer. Die beiden Abarten sind schlierenartig ineinander gemengt. An einigen Stellen, so am Westabhang des Gipfels Punkt 2910, bildet das feinkörnige Gestein Gänge im grobkörnigen. Die recht scharfen Grenzen beider verlaufen diskordant zur Schieferung.

Ich beschreibe im folgenden die wichtigsten Gesteinstypen, die in der Grünschiefermasse des Banhorns sich finden.

b) Resultate der petrographischen Untersuchung.

1. Als grobkörnigen Gabbroamphibolit

kann man das Gestein bezeichnen, das die Hauptmasse der zentralen Teile des Lagers ausmacht.

Der auffallendste Bestandteil ist dunkelgrüne *Hornblende* mit Pleochroismus α = hellgelblich bis farblos, β = grün, γ = bläulichgrün und 16° — 17° Auslöschung auf 010. Die Hauptmenge bildet bis über centimetergrosse, einheitlich spaltende Putzen, die keine Kristallbegrenzung, aber hie und da einheitliche Zwillingsbildung zeigen. An der Peripherie, die in der Regel etwas dunkler

gefärbt ist, fasern die Putzen in viele einzelne Hornblendestengel aus — die Hornblende wird „schilfig“ —, so dass typische Garbenstruktur entsteht. Mit der Isolierung der einzelnen Hornblendenadeln geht die Vervollkommenung der Krystallbegrenzung Hand in Hand.

Die Hornblendeputzen liegen in weisser bis gelblicher Zwischenmasse, die wesentlich aus Feldspat und Epidot besteht. Die wasserklaren Feldspatkörner zeigen recht selten Zwillingsbildung. Ihre Bestimmung führt auf *Oligoklasalbit*¹⁾ mit etwas über 90 % Albitmolekül.

Epidot fehlt fast nie. Stellenweise übertrifft er an Menge selbst den Plagioklas. In der Regel sind es rundliche Körner, die oft starke Abnahme der Doppelbrechung gegen die Peripherie hin zeigen. *Biotit* erscheint gelegentlich zwischen die Spaltflächen der Hornblende eingewachsen. *Titanmineralien* kommen in zweierlei Gestalt vor. In dem wenig oder gar nicht geschiefert, massigen Gabbroamphibolit findet sich *Titanit* in der Form feinkörniger, leukoxenartiger Fetzen. Nur hie und da gestatten etwas grössere, einheitlich orientierte Partien die sichere optische Bestimmung. Dagegen fand ich in einem mehr faserigen Gestein ausschliesslich *Rutil* in länglichen Körnern oder kleinen, schlanken Kristallnadeln, die oft Zwillinge bilden. Da die feingeschiefert Grünschiefer des Binnentales durchwegs *Rutil*, nicht *Titanit* enthalten, liegt die Vermutung nahe, dass bei starker dynamischer Umwandlung des Gesteins *Rutil* statt, oder aus *Titanit* sich entwickelt. Ganz gleich verhalten sich die Titanmineralien in den Grünschiefern am Safischpass (vgl. S. 11, 3).

Die chemische Zusammensetzung eines für die Hauptmasse des Vorkommens charakteristischen, massigen Gesteines mit mässigem Epidotgehalt ist folgende²⁾:

Si O ₂	=	48,30 %	Mg O	=	7,05 %
Ti O ₂	=	1,25 "	Ca O	=	12,01 "
Al ₂ O ₃	=	16,55 "	Na ₂ O	=	2,86 "
Fe ₂ O ₃	=	2,51 "	K ₂ O	=	0,76 "
Fe O	=	6,84 "	H ₂ O	=	1,70 "
Mn O	=	Spur	Summa	=	99,83 %

¹⁾ Da Zwillinge fehlen ist die Bestimmung wesentlich auf Schnitte senkrecht zu den Risettrizen angewiesen. Die an 12 senkrecht zu c geschnittenen Körnern angestellten Messungen ergaben 6°—7° Auslöschungsschiefe, bezogen auf die Trace der Basis. Dieselben Werte stimmen auch für Andesin, doch scheint dessen Vorkommen hier im Hinblick auf die Feldspatarten der übrigen Grünschiefer unwahrscheinlich.

²⁾ Anal. Dr. Fr. Hinden.

Der chemische Bestand ist typisch der eines *Gabbro*. Die Analyse stimmt gut überein mit der des Olivingabbros vom Stortoppen bei Sulitelma¹⁾, dessen Diallag weitgehend in Hornblende umgewandelt ist. Auch die Typenformel $s = 53,3$; $a = 2$; $c = 4$; $f = 14$ stellt das Gestein zum Typus „Sulitelma“ nach Osann.

Was den primären Mineralbestand des Gesteines anbetrifft, so fragt es sich zunächst, ob die Hornblende schon anfänglich als Hornblende vorhanden war, oder aus Diallag hervorgegangen ist. Dass kompakte einheitlich spaltende Hornblendekomplexe vorhanden sind, spricht nicht unbedingt für ihren primären („protogenen“ nach Becke) Charakter. Geht doch in vielen Fällen die Umwandlung des Diallag zu fasriger Hornblende durch das Stadium einer kompakten, grünen Hornblende.²⁾ Auch scheint mir die völlige Umkristallisation der übrigen Gemengteile für die sekundäre Natur der Hornblende zu sprechen. Bei besonders wohl erhaltener massiger Struktur erscheinen nun freilich die Hornblendekomplexe gelegentlich in deutlicher Stengelform, wie sie Diallag wohl kaum zeigt, so dass man den Eindruck erhält, es sei Hornblende gewesen, die die ursprüngliche Struktur bedingte. Am wahrscheinlichsten erscheint mir demnach, dass die fasrige und die kompakte grüne Hornblende zum grossen Teil aus einer primären braunen Hornblende hervorgegangen seien. Alle Umwandlungsstadien von primärer brauner Hornblende zu kompakter grüner und endlich zu schilfiger, wirrstengeliger Hornblende konnte G. Williams konstatieren an den Grünsteinen des „Gabbro Ridge“ an den untern Quinnesec-Fällen des Menominee-Flusses.³⁾ Auch R. W. Schäfer⁴⁾ beschreibt analoge Umwandlungen aus dynamo-metamorphem Hornblendediorit des basischen Gesteinszuges von Ivrea: Die braungrüne Hornblende verwandelt sich in eine grüne (als Aktinolit bezeichnete) Hornblende von schwächerer Färbung und geringerer Doppelbrechung mit demselben Pleochroismus wie die der Simplon-grünschiefer.

2. Granatamphibolit.

In einigen Lagen der Hauptgrünschiefermasse stellt sich als weiterer Gemengteil *Granat* ein. Er bildet häufig nesterweise zusammengescharte rot-braune Körner, v. d. L. schmilzt er zu schwarzer, stark magnetischer Masse; demnach steht er dem Almandin nahe.

¹⁾ Sjögren: Geol. Fören. Förh. 18. 1896.

²⁾ G. Williams l. c. S. 72.

³⁾ G. Williams l. c. S. 77.

⁴⁾ R. W. Schäfer: Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallonetales (Tschermafs. min. u. pet. Mitt. Bd. 17. 1898. S. 508).

Die Struktur dieser Granatamphibolite ist entweder ganz massig, richtungslos; dann bildet die Hornblende grössere zusammenhängende, einheitlich orientierte Komplexe, die nur am Rande ausfasern, ganz wie in den oben beschriebenen Gabbroamphiboliten, oder aber es tritt Parallelstruktur ein, dann löst sich die Hornblende in lauter isolierte Säulchen auf (schilfige Hornblende).

Mit dem Auftreten des Granates parallel gehen auch Änderungen im Charakter der übrigen Gemengteile der Grünschiefer. Die Hornblende erscheint dunkler gefärbt und der Feldspat zeigt häufigere Zwillingbildung. Die optische Bestimmung führt auf nahezu reinen Albit.¹⁾ Sowohl die dunkle Farbe der Hornblende als auch der geringe Anorthitgehalt des Plagioklas weisen darauf hin, dass der Kalk hier wesentlich an Epidot und zum Teil wohl auch an Granat gebunden ist, wodurch in der Hornblende der Eisengehalt im Plagioklas der Albitgehalt angereichert wird.

Neben wechselnden Mengen von *Epidot* enthält das Gestein ausser den genannten Gemengteilen hie und da auch *Biotit*. Das Verhalten der titanführenden Mineralien ist sehr merkwürdig. Es kommen vor: entweder titanhaltige Eisenerze (Ilmenit oder Magnetit) allein, oder Erze mit Rändern feinkörniger Leukoxenaggregate, oder endlich grössere einheitliche orientierte Körner von Titanit ohne Erze. Man erhält den Eindruck, dass dies drei Stadien seien einer fortschreitenden Umwandlung der titanhaltigen Erze zu Titanit unter Resorption des Eisengehaltes zu gunsten anderer Gemengteile. Es liesse sich denken, dass diese Umwandlung Hand in Hand gehe mit der dynamischen Umformung des Gesteins. Dass dies aber nicht in allen Fällen zutrifft, zeigen die in vorliegenden Gesteinen beobachteten Erscheinungen. In einer Granatamphibolitvarietät, in der die Hornblendekomplexe gänzlich in fasrige Hornblende umgewandelt sind und ausgeprägte Parallelstruktur sich einstellt, erscheinen die Erze ganz intakt, während sie in andern Varietäten bei wohl erhaltener massiger Struktur starke Leukoxenränder aufweisen oder völlig in Titanit umgewandelt sind. Auch trafen wir ja in den oben beschriebenen Gabbroamphiboliten bei wohl erhaltener massiger Gesteinsstruktur nur Titanit (Leukoxen) ohne Reste von Erzen.

Dagegen lässt sich ein anderer Zusammenhang deutlich nachweisen: Titanit an Stelle der titanhaltigen Erze tritt stets in den Gesteinen auf, die reichlich Epidot enthalten, während Erze ohne, oder mit geringer Leukoxenbildung dort sich finden, wo Epidot im Gestein fehlt.

¹⁾ Schnitte mit senkrechtem Austritt von a zeigen 15° Auslöschungsschiefe bezogen auf die Trace von 010, solche mit senkrechtem Austritt von c $17\frac{1}{2}^\circ$ bezogen auf 001.

Offenbar liegen hier beachtenswerte Erscheinungen der chemischen Gleichgewichtszustände zwischen den einzelnen Gesteinsgemengteilen vor, die aber in ihrer komplizierten Gesamtheit der Beziehungen vorläufig sich nicht vollständig überblicken lassen. Nur so viel scheint mir aus dem Beobachteten deutlich hervorzugehen, dass das Auftreten des Epidots die Resorption eisenoxidischer Verbindungen aus andern Gemengteilen mit sich bringt.

3. Amphibolitschiefer.

In den randlichen Teilen der Hauptgrünsteinmasse sowie in einzelnen kleinen Lagern in den Kalkphylliten zerstreut finden sich (vgl. S. 21, sowie Fig. 8) feinkörnige, streng parallel struierte Grünschiefer. Sie bestehen vorwiegend aus bläulichgrünen Hornblendenadeln, die durch ihre Parallelanordnung dem Gestein eine ausgeprägte Streckung verleihen. Zwischen der Hornblende liegen langgestreckte Linsen des Feldspatmosaiks.

Das einzige Titanmineral ist *Rutil*, wie überall in den feinschiefrigen Arten der Grünschiefer. Der Kieselsäuregehalt des Gesteins ist 46,49 0/0, der Eisenoxydulgehalt 9,24 0/0.

Die Amphibolitschiefer sind also etwas kieselsäureärmer und eisenreicher als das Hauptgestein und können demnach wohl als dessen *basische Randfacies* betrachtet werden.

4. Hornblendeschiefer und Topfstein.

In den untern Lagen der Hauptgrünsteinmasse, unmittelbar westlich unterhalb des Passes zwischen Banhorn und Punkt 2910 finden sich Gesteine, die auf noch basischere Glieder unter den primären Gesteinstypen hinweisen, als die durch die Amphibolitschiefer repräsentierten:

a) *Hornblendeschiefer*, ein äusserst feinschiefriges, seidenglänzendes, wellig gefaltetes Gestein. Es besteht aus einem Gemenge von hellgrünem, stellenweise etwas chloritisiertem *Amphibol* und *Klinozoisit*. Der *Klinozoisit* zeigt eigenartig blaue Interferenzfarben. In seinem Kern schliesst er häufig *Epidot* ein. Ferner findet sich *Rutil* in skelettartig aneinander gereihten Körnern, die in der Schieferungsrichtung des Gesteins verlängert sind. Ein Mineral mit hohem Brechungsexponent und starker positiver Doppelbrechung, das in einzelnen Körnern oder kurzen Stengeln mit pyramidalen Enden auftritt und gerade Auslöschung aufweist, wurde als *Zircon* gedeutet.

b) *Topfstein*. Die Hornblendeschiefer sind an einer Stelle verknüpft mit eigentlichen Magnesiagesteinen, die die volkstümlichen Namen: Ofenstein, Topfstein, Giltstein, Lavezstein, Pierre ollaire führen.

Es sind graugrüne, schuppige, silberglänzende Gesteine mit Einsprenglingen von bräunlichen *Dolomit*kristallen. Die Hauptmasse besteht aus einem Gemenge von *Talk* und optisch positivem *Chlorit* mit kleinem Axenwinkel. Daneben findet sich *Magnetit* in wohl ausgebildeten Kristallen.

Das Gestein findet seine Analoga in den Topfsteinen vom Gandhorn (S. 19) und bei Visp.¹⁾ Dies spricht mit für die geologische Zusammengehörigkeit des ganzen Grünschieferzuges. Auch der Hornblendeschiefer vom Banhorn hat im „Amphibol-Klinozoisitschiefer“ der innern Nanzlücke²⁾ ein ganz entsprechendes Äquivalent.

5. Gangbildungen.

Die grobkörnige Hauptmasse der Gabbroamphibolite wird stellenweise von dunklern und hellern Amphibolgesteinen gangartig durchsetzt. Die dunklern Gänge entsprechen vollständig der feinschiefrigen Randfacies und sind wohl gleich dieser als basische Spaltungsprodukte des Magma aufzufassen.

Die hellen Gänge zeigen qualitativ dieselbe mineralische Zusammensetzung, wie das grobkörnige Nebengestein, stellenweise mit etwas Granat, sowie Pyrit und dessen Umwandlungsprodukten. Doch herrscht Epidot bedeutend vor, alle andern Gemengteile treten an Menge zurück.

Die chemische Analyse des Gesteins gibt folgendes Resultat³⁾:

Si O ₂	=	44,90 %	Ca O	=	10,05 %
Ti O ₂	=	0,31 "	Na ₂ O	=	2,35 "
Al ₂ O ₃	=	29,18 "	K ₂ O	=	0,85 "
Fe ₂ O ₃	=	5,91 "	Glühverl.	=	1,66 "
Fe O	=	3,28 "			
Mg O	=	2,41 "			Summa 100,90 %

Auffallend ist der ausserordentlich hohe Tonerdegehalt. Bei normalen Eruptivgesteinen kommt ein solcher nur vor, wenn nahezu das ganze Gestein aus basischem Plagioklas besteht wie bei den Anorthositen. Dies verlangt aber über 50 % Kieselsäure, passt also nicht auf unser „Ganggestein“. Bei analogen Proportionen der übrigen Gemengteile erreichen einen annähernd so hohen Tonerdegehalt einige Basalte.⁴⁾ Trotzdem ist der Tonerdegehalt als

¹⁾ H. Preiswerk: Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. (Verh d. Naturf. Ges. Basel. Bd. 15, H. 2, 1903, S. 298.

²⁾ l. c. S. 311.

³⁾ Anal. Dr. F. Hinden.

⁴⁾ Vgl. Plagioklasbasalt vom Baikalsee in: Osann: Analysen der Eruptivgesteine S. 219, Nr. 2184.

anormal anzusehen. Er muss durch stoffliche Umwandlung des ursprünglichen Eruptivgesteins bedingt sein. Verglichen mit dem umgebenden Gabbroamphibolit fällt die vorgeschrittene Oxydation des Eisens auf, die auf oxydierende Zersetzungserscheinungen hinweist. Derartige Umwandlungen sind vermutlich durch die in den Gesteinsklüften zirkulierenden Dämpfe oder Thermalwässer hervorgebracht worden. Als Stütze für die Annahme kann der im Pyrit gebundene Schwefelgehalt angesehen werden, der dem Nebengestein fehlt.

6. Tuffe?

Zwischen die obere Lager der Gabbroamphibolite eingeschaltet, treten hellgrüne, scharf geschichtete Gesteine auf. Die Schichtchen bestehen aus weissen und grünen Lagen von Millimeter- bis Centimeterdicke. Einige Lagen sind reich an eiförmigen Calcitknauern, die, herausgewittert, wie Mandelräume aussehende Höhlungen hinterlassen.

Das Gestein besteht aus einem Gemenge von saurem Plagioklas, Quarz, grüner Hornblende, Klinozoisit und Epidot, die durch den Wechsel ihrer relativen Menge die verschiedene Farbe der einzelnen Schichtchen bedingen. Zu diesen Hauptgemengteilen tritt noch Titanit, ferner stellenweise Biotit, in sehr grossen einschliessreichen Kristallen sog. „Porphyroblasten“.¹⁾ Die Glimmer tafeln liegen meist geneigt zur Schichtebene.

Die grosse Ähnlichkeit im Mineralbestand mit den umgebenden Gabbroamphiboliten, mit deren Struktur dieses zweifellos ursprünglich geschichtete Gestein gar nichts gemein hat, lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass tuffartige Bildungen von demselben Material, aus dem die Grünschiefer bestehen, vorliegen, also etwa Diabastuffe, die teilweise mit den Sedimenten der Trias gemengt sein mögen.

V. Tschampigenkeller.

a) Spezielle geologische Beschreibung.

Die Teilmulde der Bündnerschiefer, die vom untern Safischthal an ostwärts, am Südrand der Binner Hauptmulde sich hinzieht, führt in gleicher Weise wie diese im südlichen, umgekippten Muldenschenkel mehrere Linsen von Grünschiefern. Bei Tschampigenkeller, am Weg über den Albrunpass, der vom Binnental über die Schweizergrenze nach der Alp Devero führt, durchschneidet die Binna ein grösseres Lager solcher Gesteine, das auf zirka 1½ km. aufgeschlossen ist.

¹⁾ F. Becke l. c. S. 47.

Auch hier liegen die Grünschiefer stratigraphisch über dem Grenz-
marmor der Trias, von ihr durch wenig mächtige Schichten von granatführenden
Bündnerschiefern getrennt. Tektonisch liegen die Grünschieferlinsen von
Tschampigenkeller unter der Trias und der darauf ruhenden überschobenen
Gneissantiklinale des Ofenhorns, wie dies durch beistehendes Profil dargestellt

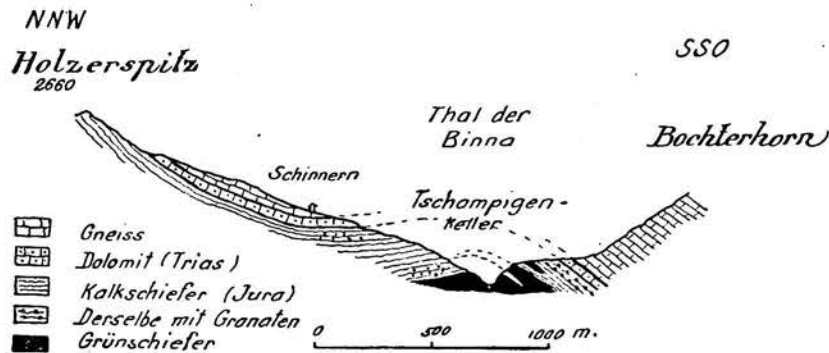


Fig. 9.

ist. Es sind mehrere Grünschieferlinsen vorhanden, die im westlichen Teil mehr
isoliert liegen, gegen Osten sich zusammenscharen zu einem einheitlichen Komplex.
Hier ist auch die Struktur zum Teil völlig richtungsloskörnig und die Gesteine
treten als massige Klippen zu Tage. Während im östlichen Teil die „Grün-
schiefer“ den Kern einer flachen, sekundären Antiklinale bilden, treten sie im
Westen in mehreren gleichsinnig südwärts einfallenden Linsen auf, übereinstim-
mend mit den hier wieder isoklinal aufgerichteten Kalkschiefern. Der Übergang
von der einen zur andern Lagerungsart ist sehr abrupt und wird offenbar bedingt
durch die nordwärts Tschampigenkeller einsetzenden überschobenen Gneissmassen.

b) Resultate der petrographischen Untersuchung.

Der Haupttypus der Gesteine von Tschampigenkeller ist dem der Ban-
horngesteine mineralogisch und strukturel analog. Er kann als

1. Gabbro-Diorit-Amphibolit

bezeichnet werden. In ganz massigen Varietäten hat die *Hornblende* auch
hier schöne Garbenstruktur. Ihre Auslöschungsschiefe auf 010 wurde zu
durchschnittlich 18° bestimmt. Der mittlere Brechungsexponent ist $1,6325$.
Das spezifische Gewicht beträgt $2,975$. Zur chemischen Untersuchung isolierte
ich die Hornblende durch kombinierte Trennung mit schweren Flüssigkeiten
und dem Elektromagneten. Ihre chemische Zusammensetzung ist folgende¹⁾:

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

Si O ₂	=	47,80 %	Mg O	=	13,65 %
Al ₂ O ₃	=	10,28 "	Na ₂ O	=	1,28 "
Fe ₂ O ₃	=	2,42 "	K ₂ O	=	0,64 "
Fe O	=	11,02 "	Glühverl.	=	2,28 "
Ca O	=	12,20 "	Summa	=	101,57 %

Das Mineral ist zur gemeinen Hornblende zu stellen. Jedoch zeigt die Berechnung, dass der Kalkgehalt gegenüber Mg O und Fe O grösser ist, als dem Verhältnis im Aktinolitmolekül entspricht. Es muss daher eine Beimischung von zirka 15 % an Richteritmolekül angenommen werden.

Der *Plagioklas* wurde in Schnitten senkrecht zur positiven Bissectrix (c) bestimmt. Acht Messungen der Auslöschungsschiefe bezogen auf die Spaltrisse von 001 gaben im Mittel 7°. Dieser Wert bestimmt den Feldspat als *Oligoklas-Albit* mit etwas über 90 % Albitmolekül, übereinstimmend mit den an den Plagioklasen der Gesteine vom Banhorn gemachten Beobachtungen.

Eine chemische Analyse des Plagioklas wurde ausgeführt an Material, das durch Touletsche Lösung getrennt worden war und noch ganz kleine Mengen von Hornblende beigemischt enthielt.

Das Resultat ist folgendes (sub I)¹⁾:

I		II		I		II	
Si O ₂	= 62,49 %	62,96 %		Mg O	= 0,35 %	—	
Al ₂ O ₃	= 22,70 "	23,08 "		K ₂ O	= 1,00 "	1,01 %	
Fe ₂ O ₃	= 0,50 "	0,12 "		Na ₂ O	= 8,52 "	8,72 "	
Ca O	= 4,31 "	4,11 "		Summa	99,87 %	100,00 %	

Aus der Magnesia wurde die Menge der beigemischten Hornblende berechnet und abgezogen. Daraus ergibt sich die chemische Zusammensetzung des Plagioklas, wie sie sub II auf 100 % umgerechnet angegeben ist. Es ist die des *Oligoklas* mit 80,5 % Albitgehalt. Gegenüber der optischen Bestimmung weist also die chemische Analyse auf einen etwas basischeren, um zirka 10 % an Anortitmolekül reicheren Plagioklas hin.

Der Grund hierfür scheint mir folgender zu sein: Unter den sekundär entstandenen Grünschiefer-Plagioklasen, die in ihrer Zusammensetzung etwa zwischen Albit und basischem Oligoklas schwanken dürften, sind es nur die sauren, die zu grössern Individuen auswachsen. Nur sie sind daher der optischen Bestimmung leicht zugänglich. Die Tendenz der Plagioklase dynamometamorpher

¹⁾ Analyse von H. Preiswerk.

Gesteine in saure Typen, vor allem Albit umzukristallisieren, lässt sich nach Becke¹⁾ theoretisch aus dem Volumgesetz begründen. Damit stimmen auch meine Beobachtungen an Grünschiefern der Alpen, dass da, wo grosse sekundäre Plagioklasindividuen sich entwickeln, dieselben dem reinen Albit nahestehen.

Von den Gabbroamphiboliten am Banhorn unterscheiden sich die Amphibolite von Tschampigenkeller etwas durch höhern Gehalt an *Biotit*. Dieser ist häufig in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung von Titanitkörnern.

Ferner lässt sich auch *Quarz* als Gemengteil in dem glashellen Feldspatmosaik nachweisen.

Das Titanmineral ist auch hier *Titanit* bei richtungsloser Gesteinsstruktur, dagegen *Rutil* bei ausgeprägter Parallelstruktur.

Die chemische Zusammensetzung desjenigen Gesteins, aus dem die Hornblende und der Feldspat analysiert wurden, ist folgende²⁾:

Si O ₂	=	51,29 %	Ca O	=	9,79 %
Ti O ₂	=	2,16 "	Na ₂ O	=	4,72 "
Al ₂ O ₃	=	15,21 "	K ₂ O	=	1,45 "
Fe ₂ O ₃	=	0,91 "	H ₂ O	=	0,72 "
Fe O	=	6,55 "	Summa	=	100,59 %
Mg O	=	7,79 "			

Das Gestein ist noch zum Gabbro zu zählen. Seine Werte in der Osannschen Gesteinsformel sind: $s = 55,51$; $a = 3,5$; $c = 2$; $f = 14,5$. Danach kann es etwa zum Typus „Côte St. Pierre“³⁾ gestellt werden. Verglichen mit dem Gabbroamphibolit vom Banhorn (S. 22) ist der von Tschampigenkeller etwas saurer und neigt in jeder Beziehung mehr zu den Dioriten hin.

2. Randfacies und Kontaktgesteine.

a) Oft finden sich auf der Grenze der Gabbrolinsen und der Kalkschiefer, namentlich im Bach, der bei Punkt 1884 in die Binna mündet, hellgrüne, feinkörnige, massige aplitähnliche Gesteine. Gelegentlich sind sie begleitet von hellgrünen Amphiboliten, die durch Hervortreten heller, hornblende-ärmer Flecken porphyrtartige Struktur erhalten.

Das mikroskopische Bild der aplitartigen Gesteine ist folgendes: Isolierte Hornblendestengel und Glimmerblättchen in relativ wechselnden Mengen liegen

¹⁾ l. c. S. 26 und 27.

²⁾ Analyse von H. Preiswerk.

³⁾ A. Osann, l. c. Schluss S. 419.

zerstreut in einem glashellen Mosaik von Plagioklas und Quarz. Dazu gesellt sich *Zoisit* in kleinen Körnern, *Granat*, *Titanit*, *Zirkon* und nesterweise *Calcit*, sowie etwas *Eisenerze*. Der Feldspat zeigt reichlich Zwillingsbildung. Er wurde als *Albit*¹⁾ bestimmt.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat²⁾:

Si O ₂	=	59,50 %	Ca O	=	6,71 %
Ti O ₂	=	0,41 "	Na ₂ O	=	7,48 "
Al ₂ O ₃	=	16,93 "	K ₂ O	=	0,89 "
Fe ₂ O ₃	=	1,04 "	C O ₂	=	3,61 "
Fe O	=	1,53 "	H ₂ O	=	0,62 "
Mg O	=	1,10 "	Summe	=	99,82 %

Berechnet man die Kohlensäure auf *Calcit*, die Alkalien auf *Albit*, ferner aus der Magnesia die *Hornblende* und aus dem Rest des Kalkes das *Anortit*-molekül, so erhält man folgende Zahlen des mineralischen Bestandes:

75,82 %	Oligoklasalbit mit 92,2 % Albitmolekül,
4,95 "	<i>Hornblende</i> von der S. 29 angegebenen Zusammensetzung,
7,67 "	Quarz, sowie im Glimmer gebundene Si O ₂ ,
8,28 "	<i>Calcit</i> ,
2,48 "	Rest an Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Fe O als Bestandteile des Glimmers und Magnetits,
0,62 "	H ₂ O.
99,82 %	

Die Gesteinszusammensetzung lässt sich schwer mit der bekannter Eruptivgesteine identifizieren. Im ganzen ist sie eine dioritähnliche. Doch unterscheidet sich das Gestein vom normalen Diorit wesentlich durch den Natron- und den Eisengehalt. Andererseits sind gewisse Anklänge an die *Anorthosite* und ganz besonders an basischere aplitische Ganggesteine vorhanden.

Immerhin muss auch mit der Möglichkeit einer Stoffwanderung bei der Metamorphose gerechnet werden. Der als Carbonat ausgeschiedene Kalk spricht

¹⁾ 1. Die Maximalauslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 wurde zu 15½° gefunden bei gleichzeitigem Austritt der negativen Bissektrix.

2. Schnitte senkrecht zugleich zu 010 und zu 001 haben 12°—14° Auslöschungsschiefe im stumpfen Winkel 001 : 010.

3. Schnitte senkrecht zur positiven Bissektrix zeigen im Durchschnitt 20° Auslöschungsschiefe bezogen auf die Trace von 001.

²⁾ Analyse von H. Preiswerk.

für intensive chemische Umwandlung, die indessen nicht den Charakter der Verwitterung trägt, sondern der Metamorphose in den obersten Tiefenstufen. Die physikalischen Bedingungen der Umwandlung scheinen namentlich der Albitbildung besonders günstig gewesen zu sein, wodurch besonders das Natron im Gestein mag festgehalten worden sein.

Da auffallend hoher Natrongehalt wiederholt an der Peripherie der Grünschiefermassen beobachtet wurde, auch in ursprünglich sicher nicht eruptiven Gesteinen, erscheint es mir in diesem Falle nicht berechtigt, ohne Vorbehalt den jetzigen chemischen Bestand als Grundlage für die Klassifikation des ursprünglichen Gesteins zu nehmen.

b) Mit den beschriebenen aplitartigen Gesteinen zusammen findet man am östlichen Ende der Grünschiefermasse von Tschampigenkeller auf der Nordseite der Binna einen höchst eigenartigen, auffälligen Gesteinstypus, den man etwa als feldspatreichen porphyroblastischen Amphibolit bezeichnen kann.

In einem weissen bis schwach grünlichen Grundgewebe von sehr feinem Korn liegen bis über 1 cm. grosse, flache Hornblendetafeln und einige Biotitblättchen. Die Tafeln liegen in verschiedenen Richtungen, so dass das Gestein in eckige Stücke bricht, die von den Flächen der Hornblendetafeln begrenzt sind.

Die Hornblende zeigt dieselben Eigenschaften, wie die der übrigen Grünschiefer, dagegen, wenigstens in der Prismenzone, stets gute kristallographische Ausbildung. Die Tafelfläche ist das Orthopinakoid (100).

Auch der Bestand des Grundgewebes ist derselbe, wie in den benachbarten Amphiboliten: Saurer Plagioklas, Quarz, Epidot, Titanit, Calcit. Eisenerze fehlen.

Die Gesteinsanalyse gibt folgendes Resultat¹⁾:

Si O ₂	=	57,95 %	Ca O	=	10,45 %
Ti O ₂	=	0,62 "	Na ₂ O	=	5,31 "
Al ₂ O ₃	=	14,96 "	K ₂ O	=	0,91 "
Fe ₂ O ₃	=	0,87 "	C O ₂	=	2,10 "
Fe O	=	2,90 "	H ₂ O	=	1,03 "
Mg O	=	2,74 "	Summe	=	99,84 %

Dem chemischen Charakter nach stimmt das Gestein mit dem sub a) beschriebenen aplitartigen Gestein überein. Die Zusammensetzung ist wiederum eine dioritähnliche mit abnorm starkem Vorwalten der Plagioklas bildenden Elemente.

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

Das Material ist, wenn auch wohl nicht ganz unverändert in seinem Bestand, höchst wahrscheinlich ursprünglich eruptiv. Ob es aber als wirkliches Eruptivgestein oder als Tuffbildung vorhanden war bleibt unsicher, da offenbar weder die jetzige Struktur noch der Mineralbestand mit denen des Muttergesteins irgend etwas gemein haben.

c) Ebenfalls der Grenzzone gehört ein *turmalinführendes Gestein* an, das am Weg nach Halsen eine vereinzelte ganz kleine Einlagerung in den Kalkschiefern bildet. Es ist hellgrün gefärbt und besteht aus einem feinkörnigen, gleichförmigen Gemenge von Albit, Quarz, grünen Diopsidkörnern und etwas Epidot. Das Gemenge ist stellenweise durchsetzt, von schwarzen Turmalinnadeln, die mehrere Centimeter Länge erreichen. In unmittelbarer Nähe der Turmalinkristalle verschwinden Diopsid und Epidot aus dem Grundgewebe, so dass die Turmalinnadeln von weissen Höfen umgeben sind, die bloss aus Albit-Quarzmosaik bestehen.

Durch seinen Diopsidgehalt steht das Gestein ganz einzig da unter den Gesteinstypen der Grünschiefer.

d) An dem Bach, der vom Holzerspitz in die Binna fliesst und in der Nähe des Punktes 1884 mündet, treten am Kontakt Gesteine auf, die fast ausschliesslich aus Albit und Calcit bestehen, völlig entsprechend den „*Albitschiefern*“ vom Saffischpass (vgl. S. 11).

3. Umwandlungserscheinungen längs Klüften.

Produkte bemerkenswerter Gesteinsumwandlungen lassen sich an dem steilen Südufer der Binna beobachten. An verschiedenen Stellen treten dort als vorspringende Rippen gangartige Bildungen aus dem Gabbroamphibolit hervor. Die Untersuchung zeigt, dass es längs einer Spalte umgewandelter Amphibolit ist.

Der normale, ziemlich biotitreiche Amphibolit geht gegen die Mitte der Rippe, wo in der Regel die Spalte aufsetzt, zuerst in ein braungraues biotithaltiges, dann in ein hellfarbiges, weiss- und grüngeflecktes, biotitfreies Gestein über. Dieses letztere namentlich bildet die hervorragende Rippe an der Oberfläche.

Den verschiedenfarbigen Gesteinen entsprechen folgende Umwandlungsvorgänge, die unter dem Mikroskop erkennbar sind: Zuerst stellt sich in der Hornblende Chloritbildung ein. Dann geht alle Hornblende in eine Pseudomorphose von Chlorit und Calcit über. Dieser Vorgang ist mit dem Verlust der grünen Gesteinsfarbe verbunden. Hierauf werden die Hornblendeumrisse zerstört, und es scharen sich Calcit einerseits und Chlorit anderseits in rund-

lichen Putzen zusammen. Der Biotit ist noch unverändert. Erst mit dem Übergang in das hellfarbige Gestein verwandelt sich der Biotit Blatt für Blatt in Chlorit, der die Form des Biotits beibehält. Zugleich schliessen sich die Calcitkörner zu einheitlich auslöschenden Partien zusammen, der aus der Hornblende hervorgegangene Chlorit kristallisiert zu rosettenförmigen Gebilden um. Der Plagioklas scheint sich anzureichern und wächst zu grössern Individuen aus. Die Umwandlung des Biotits in Chlorit ist mit reichlicher Ausscheidung von feinen Rutilnadeln verbunden. Ebenso bilden sich aus dem Titanit des Amphibolits feinverfilzte, dicht aussehende Polster von Rutilnadelchen, die dann im weitem Verlauf der Umwandlung wieder zu deutlichen Rutilkriställchen umkristallisieren.

Das Endprodukt der Umwandlung besteht dann aus Albit, Calcit, Chloritpseudomorphosen des Glimmers, rosettenförmigem Chlorit aus der Zersetzung der Hornblende, Quarz in idiomorphen Kristallen da, wo er an Calcit grenzt, Rutil, sowie nicht selten wohlausgebildete Pyritwürfel.

Ohne Zweifel ist die Umwandlung durch in den Spalten des Gesteins zirkulierende Wässer oder Dämpfe bedingt, die dem Gestein Kohlensäure und zum Teil auch Schwefel (Pyrit) zuführten. Ausserdem muss die Umwandlung mit relativer Anreicherung des Natrongehaltes und wahrscheinlich Verlust an Eisen verbunden sein. Der Kalk wurde wohl der ursprünglichen Hornblende entzogen, aber als Calcit zum grossen Teil festgehalten.

Für die Beurteilung der oben beschriebenen (S. 11 und 30 ff.) natronreichen und eisenarmen Randgesteine der Grünschiefermassen scheinen mir diese Umwandlungsvorgänge an den Klüften von Wichtigkeit zu sein, da sie Endprodukte liefern, die grosse Ähnlichkeit mit jenen Gesteinen besitzen, besonders in der reichlichen Albitbildung. Ich halte es daher für wahrscheinlich, dass bei der Bildung jener natronreichen Randzone ähnliche Umwandlungsprozesse mitgewirkt haben.

VI. Grünschiefer von M. Larone, Agarina, Alpe Loccia und Forcoletta.

a) Geologische Situation.

In den schmal ausgezogenen Muldenenden der Bündnerschiefer, die die Berggipfel der Gebirgskette auf der Ostseite des Antigoriotales durchschneiden (vgl. Fig. 1 zwischen Crevola und Sonnenhorn) treten von neuem wieder „Grünschiefer“ auf. Ihr Vorhandensein spricht mit für die Zusammen-

gehörigkeit der sie umschliessenden Kalkschiefer mit denen von Devero und Binn, von welchen sie einerseits durch die emportauchende Antigoriogneisskuppel, anderseits durch den überschobenen Ofenhorngneiss im Profil getrennt erscheinen.

Am Monte Larone südöstlich von Crodo (vgl. Fig. 1) liegen die Grünschiefer in verschiedenen Teilmulden übereinander. Sie werden von dem Wege, der von der Alp Ucelli nach der Alp Colmine führt, angeschnitten. Es sind Serpentin- und Talkgesteine sowie glimmerreiche Amphibolite.

Nördlich des Antigoriogneissfensters der Alp Colmine sind die Grünschiefer nur noch in einem einzigen Lager vorhanden, das von Agarina im Val Isorno nordwestwärts auf den Gebirgskamm ansteigt.

Bei Agarina unten treten massige, hellgrüne, grobkörnige Grünsteine auf, oben auf Alpe Loccia sind es dunklere glimmerreiche und intensiv geschieferte Gesteine. Bei der Passhöhe der Forcoletta, über die der Weg von Crodo im Antigoriotal nach Cimalmotto und Campo im Kanton Tessin führt, findet man nochmals eine kleine Linse im Kalkschiefer, deren Gestein ganz dem von Agarina entspricht.

b) Petrographische Beschreibung.

Grünschiefer vom Typus Pyroxengneiss.

Die massigen oder nur ganz grob parallel struierten Gesteine von *Agarina* und *Forcoletta* schienen mir besonders beachtenswert und interessant zu einem Vergleich mit den Grünsteinen der nördlichen Schieferzonen. Sie wurden daher eingehender untersucht.

Die dunkeln Gemengteile bestehen vorwiegend aus zeisiggrünem, *monoklinem Pyroxen*. Er zeigt nur nach ∞P deutliche Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist sehr schwach $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe auf 010 ($c:c$) geht gegen 45° . Mit Berücksichtigung seiner chemischen Zusammensetzung (vgl. S. 37) ist der Pyroxen zum *Salit* zu stellen. Sehr schön ist an diesen Pyroxenindividuen die von Becke „diablastisch“ genannte Struktur zu beobachten. Der Salit ist häufig in lose zusammenhängende, im Dünnschliff oft ganz abgetrennt erscheinende Körner aufgelöst, die jedoch alle in gewissem Umkreis einheitliche Orientierung besitzen und somit zu einem grossen Individuum gehören. Ganz gleich verhalten sich stellenweise die dazwischen gelagerten Individuen des farblosen Grundgewebes. Gelegentlich ist der Pyroxen begleitet von *Hornblende* sowie von *Biotit* in untergeordneten Mengen. Ferner heben

sich von dem farblosen Grundgewebe rautenförmige Durchschnitte von *Titanit* ab. Erze fehlen.

Eine gleichförmig körnige, weisse Zwischenmasse füllt den Raum zwischen den Pyroxenpartien. Sie ist aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: *Mikroklin*¹⁾ mit schöner Gitterstruktur, besonders ausgeprägt in dem Gestein von Agarina. Ferner in etwas kleinern Individuen: *Plagioklas* von der Zusammensetzung des *Oligoklasalbit*²⁾, Zwillingsbildung ist selten, so dass er oft nicht leicht vom *Quarz* zu unterscheiden ist, der in runden kleinen Körnern auftritt.

Ganz ähnlich wie Pyroxen und die Feldspate so bringen auch Mikroklin und Plagioklas diablatische Struktur hervor, indem sie sich gegenseitig durchdringen. So kommt eine Art *Mikroklinperthit* zu stande. Die Tendenz zu gegenseitiger Durchdringung der Bestandteile macht sich auch in dem Auftreten *granophyrischer Verwachsung* von Quarz und Oligoklasalbit bemerkbar.

Als weitere farblose Gemengteile sind noch zu erwähnen *Calcit* und *Zoisit*körner.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende³⁾:

Si O ₂	=	57,19 %	Ca O	=	12,35 %
Ti O ₂	=	0,93 "	Na ₂ O	=	2,67 "
Al ₂ O ₃	=	10,02 "	K ₂ O	=	3,30 "
Fe ₂ O ₃	=	1,76 "	H ₂ O	=	0,65 "
Fe O	=	3,23 "	CO ₂	=	1,71 "
Mn O	=	Spur			
Mg O	=	6,38 "	Summe	=	100,19 %

Berechnet man die Analyse unter Vernachlässigung von Glimmer und Hornblende auf Kalifeldspat, Oligoklasalbit, Calcit und Titanit, so erhält man als Rest die Bestandteile, die wesentlich in Pyroxen und Quarz enthalten sind. 8—9 % Si O₂ können nicht im Pyroxen gebunden, fallen also auf Quarz.

¹⁾ Ausser der Struktur bestimmt das Mineral als Mikroklin seinen Brechungsexponent, der durchwegs niedriger ist als der der andern farblosen Gemengteile, ferner der mikrochemische Nachweis von Kalium.

²⁾ Die maximale Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 beträgt 9°. Ebenso 9° die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu a. Schnitte senkrecht zu 001 und 010 zeigen 10°—13° im stumpfen Winkel 001:010, was auf noch etwas höhern Albitgehalt hindeutet. Der Brechungsexponent wurde nach der Methode von Schröder van der Kolk (Tab. zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex) mit demjenigen von Aetylenbromid = 1,5378 verglichen. Dieser Wert liegt zwischen dem maximalen und dem minimalen des Feldspats, der demnach zum Oligoklasalbit (ca. Abs An₁) gehört.

³⁾ Analyse von Prof. M. Dittrich, Heidelberg.

Aus dem Rest ergibt sich die Zusammensetzung des Pyroxen, verunreinigt mit etwas Hornblende und Biotit zu rund:

Si O ₂	=	52 %	Mg O	=	16 %
Al ₂ O ₃	=	1 „	Ca O	=	19 „
Fe ₂ O ₃	=	4 „			100 %
Fe O	=	8 „			

Nach Abzug von Glimmer und Hornblende müsste namentlich Al₂ O₃, Fe₂ O₃ und Mg O noch etwas mehr zurücktreten.

Es liegt daher ein aluminiumarmer bis freier Pyroxen vor, der zur *Salit-Malakolithgruppe* zu zählen ist.

Die Deutung des ursprünglichen Gesteins bietet beträchtliche Schwierigkeiten. Aus der makroskopischen Struktur würde man auf ein grobkörniges Eruptivgestein schliessen. Allein Struktur und Mineralbestand sind sicher als sekundär zu betrachten und als primär höchstens die grobe Anordnung des Stoffes, die allerdings mineralisch etwas abweichende Lagen erkennen lässt. Namentlich wechseln hornblende- und glimmerführende Schichten mit solchen, die davon frei sind. Dass eruptives Material vorliege, macht die geologische Situation in hohem Grade wahrscheinlich.

Die chemische Zusammensetzung jedoch lässt sich kaum mit irgend einem Eruptivgestein identifizieren. Ein so beträchtlicher Gehalt an Alkalien, namentlich Kalium bei gleichfalls sehr hohem Kalk- und Magnesiagehalt und ganz niedriger Tonerde kommt nur etwa bei basischen Ergussgesteinen der Alkalireihe vor. Dafür ist aber der Kieselsäuregehalt zu hoch, der Eisengehalt niedrig. Bei saureren, dem vorliegenden Kieselsäuregehalt entsprechenden Gesteinen von ähnlichem Gehalt an Alkalien und Eisen ist die Tonerde stets in beträchtlich grösserer Menge vorhanden, Kalk dagegen in geringerer als im vorliegenden Falle.

Danach bliebe nur der Ausweg als ursprünglichen Bestand des Gesteins basisches, eruptives Material anzunehmen, das mit Quarz und Dolomit verunreinigt ist. Eine derartige Mischung könnte in Tuffen stattgefunden haben.

In ihrem Mineralbestand stimmen die Gesteine von Forcoletta und Agarina sehr wohl überein mit *Augitgneissen* des niederösterreichischen Waldviertels.¹⁾ Auch gibt Rosenbusch²⁾ Analysen von „Augitgneissen“ an, die manche gemeinsame Züge mit der oben mitgeteilten Analyse aufweisen.

¹⁾ F. Becke: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels (Tschermak. min. u. petr. M. 4, 1882, S. 365—387.

²⁾ Elemente 1901, S. 503.

c) Beziehungen zu den übrigen Grünschiefern des
Simplongebietes.

Mit den Grünschiefern der nördlichen Bündnerschiefermulden vom Banhorn und Tschampigenkeller hängen die Gesteine von Forcoletta und Agarina ohne Zweifel genetisch zusammen. Doch unterscheiden sie sich von ihnen mineralogisch wesentlich durch den Gehalt an Salit und Mikroklin. In keinem Grünschiefervorkommen der nördlichen Zone habe ich diese Kombination der Gemengteile aufgefunden. Ihr Auftreten deutet auf veränderte Bedingungen der Gesteinsumwandlung. Pyroxen und Mikroklin sind typische Mineralien für die in grösserer Tiefe umgewandelten Gesteine.¹⁾

Diese Tatsache hat eine grosse Bedeutung im Zusammenhang mit der Tektonik der Gegend. Agarina und Forcoletta liegen in der Wurzelregion der mächtigen liegenden Falten, wo naturgemäss bei der Gebirgsbildung die Überlastung ein Maximum erreichte. Damit stimmt auch die petrographische Beschaffenheit der weit nach Süden ausgewalzten Mulden mesozoischer Schiefer überein. Denn gerade in den südlichen Muldentteilen, also gleichfalls in der Wurzelregion der Falten, zeigen diese Schiefer den höchsten Grad von Kristallinität.

¹⁾ Vgl. *F. Becke*: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer, Wien 1903, und *U. Grubenmann*: Die kristallinen Schiefer I, Berlin 1904, S. 60.



C. Zusammenfassung.

Die Grünschiefer des Simplongebietes treten in einem ziemlich eng begrenzten stratigraphischen Niveau auf, nämlich nahe der Basis der jurassischen Kalkschiefer. Ihre Anordnung im grossen zeigt eine gewisse Unabhängigkeit von der jetzigen tektonischen Gliederung.

Dem Material nach sind es Eruptivgesteine von basischem Charakter. Gewisse Begleitgesteine sind als vulkanische Tuffe gedeutet worden.

Die Rekonstruktion der ursprünglichen Gesteine führt auf folgende Gesteinsarten:

Gabbro-Diorit, Gabbro, Diabas, Dunit, Wehrlit, Pikrit.

Primäre Gesteinskomponenten sind selten. Es wurden als solche nachgewiesen: Diallagartiger Pyroxen in den Serpentinegesteinen von Visp, violettbräunlicher Pyroxen in Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke. Vielleicht gehören hierher auch manche Eisenerze.

Häufiger sind Reste primären, eruptiven Charakters in Aufbau und Struktur der Gesteinsmassen erhalten. Davon sind zu nennen: das Auftreten in mehr oder weniger kurzen Linsen, das Führen von Einschlüssen, die Homogenität grosser Massen in jeder Richtung, die richtungsloskörnige Struktur, typische Diabasstruktur in den Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke, die Abnahme der Korngrösse gegen Einschlüsse, Schlierenbildung und Gänge etc.

Die chemische Analyse ist meist ausschlaggebend für die Erkennung des primären Gesteinscharakters, namentlich da, wo es sich um homogene Gesteinsmassen von einer gewissen Ausdehnung handelt.

Die Umwandlung der genannten primären Eruptivgesteine hat zu folgenden sekundären Gesteinstypen geführt: Ungeschieferter, massiger Amphibolit, Amphibolitschiefer, Granatamphibolit, Amphibolschiefer, Chloritamphibolit, Ovardit, Serpentinegesteine, besonders Antigoritserpentin, sowie mannigfaltige Talkgesteine, SerpentinTalkgesteine, Topfsteine etc.

Der aus den Gabbro- und Diabasgesteinen hervorgegangene sekundäre Mineralbestand ist recht gleichförmig. Es sind wesentlich folgende Mineralien:

Allgemein verbreitet ist ein zur *gemeinen Hornblende* zu zählender, bläulich-grüner Amphibol (S. 29), der in den wenig schiefrigen, massigen Amphiboliten, Pseudomorphosen nach primären Gemengteilen, wahrscheinlich Diallag und brauner Hornblende, bildet (vgl. S. 23). Die Pseudomorphosen verwandeln sich durch eine Zwischenstufe mit Garbenstruktur in fasrige Hornblende, die charakteristisch ist für die Amphibolitschiefer.

Stellvertretend für die Hornblende tritt *Chlorit*, oft *Klinochlor* ein. In den Ovarditen wird sie völlig durch ihn ersetzt unter Ausscheidung von *Calcit*. *Biotit* ist besonders häufig in den Grünschiefern von Tschampigenkeller.

Fast nie fehlt den Gesteinen der *Epidot*. Oft zeigt er ausgeprägte Schalenbildung, wobei die eisenreichere, stärker licht- und doppelbrechende Substanz den Rand bildet. Der Kern ist nicht selten *Klinozoisit*. Dieses Mineral findet sich besonders häufig und gut ausgebildet in den Grünschiefern von Visp und der innern Nanzlücke. Ein häufiger, aber an Menge nie bedeutender Begleiter, ist *Zoisit*.

Rotbrauner, dem Almandin nahestehender *Granat* ist auf einzelne Vorkommnisse am Banhorn beschränkt.

Von titanführenden Mineralien sind vorhanden: *titanhaltige Eisenerze*, die zum Teil primär sein mögen, *Titanit* als Leukoxenrand um Erze oder in selbstständigen Körnern, *Rutil* in Körnern oder ausgebildeten Kristallen, die oft zierliche Zwillingsbildungen zeigen. Die Ausbildung der Titanmineralien steht mit der Gesteinsstruktur in Zusammenhang derart, dass bei Erhaltung der körnigen Struktur Titanit auftritt, in intensiv geschiefertem Gestein aber ausschliesslich Rutil.

Die bisher aufgezählten Mineralien heben sich durch ihre Farbe oder durch ihre Lichtbrechung scharf ab von einem farblosen, glashellen, relativ schwach licht- und doppelbrechenden mosaikartigen Grundgewebe, das hauptsächlich aus *Plagioklas* und etwas *Quarz* besteht. Es sind saure Plagioklase, Mischungsglieder von Albit bis Oligoklas. Je grösser die Individuen ausgebildet sind, desto saureren Mischungen entsprechen sie in der Regel. Die in den Knauern der Ovardite enthaltenen, bis zu über Millimeter Grösse anwachsenden sekundären Feldspate stehen dem reinen Albit sehr nahe.

Eine von der gewöhnlichen ganz abweichende mineralogische Zusammensetzung haben die Grünschiefer von Agarina und Forcoletta (S. 34 und 35), deren Hauptbestandteile *Salit* und *Mikroklin* sind. Diese für die Metamorphose

in den tiefern Stufen charakteristischen Mineralien deuten darauf hin, dass an dieser Stelle die Gesteine einer maximalen Belastung ausgesetzt waren, eine Annahme, die in der Tektonik ihre volle Bestätigung findet.

Die Grünschieferlinsen sind an manchen Stellen ihrer Peripherie begleitet von eigenartigen Gesteinen, die im vorhergehenden als „Albitschiefer“, „Albit-Epidotfels“, „porphyroblastischer Amphibolit“ etc. beschrieben sind. Sie alle haben gemeinsam einen auffallend hohen Gehalt an Albit und damit an Natron. Offenbar liegen hier ganz ähnliche Bildungen vor, wie sie aus Diabaskontakten im Harz unter den Namen Spilosit, Desmosit und Adinol bekannt sind, mit denen unsere Gesteine mineralogisch im wesentlichen übereinstimmen.¹⁾

Die Bildung dieser Begleitgesteine der Grünschiefer halte ich nicht für eine Wirkung der primären Kontaktmetamorphose, sondern der später bei der Gebirgsbildung eintretenden allgemeinen Metamorphose (Regional- resp. Dynamometamorphose). Zu dieser Ansicht führt mich die Beobachtung von Umwandlungserscheinungen längs Klüften, die mitten durch die massigen Hauptlager der Grünschiefer ziehen. Auch diese Umwandlung, die sicher nichts mit der Kontaktmetamorphose zu tun hat, führt zu einer relativen Anreicherung von Albit im umgewandelten Grünschiefer. Die Adinolbildungen etc. an den Harzer Diabasen werden ja ebenfalls von manchen Forschern (Zirkel, Brögger) nicht primärer Kontaktmetamorphose, sondern einer spätern Umwandlung zugeschrieben.

Derartige Umwandlungsvorgänge, die zur Bildung sekundärer „Albitgesteine“ führen, sind indessen in den Alpen nicht nur auf die Grünschiefer beschränkt. Von grossem Interesse ist in dieser Beziehung ein sekundäres Albitchloritgestein, das C. Schmidt in Schichtfugen und Klüften der Eisenoolithschichten an der Windgällen im Kanton Uri beobachtet und seinerzeit beschrieben hat.²⁾ Hier handelt es sich um Neubildungen in lediglich regional-metamorphem Gebiet.

Die Albitbildung in derartigen sekundären Albitgesteinen ist vermutlich durch dieselben Faktoren bedingt, die die Ausscheidung des Albites in den Minerallagerstätten der Protogine bedingt haben, deren Bildungsweise von Joh. Königsberger³⁾ studiert worden ist. Dieser Forscher bringt jene Umwandlungsvorgänge mit der Faltung und Dynamometamorphose des Gesteins

¹⁾ Vgl. F. Zirkel, Lebrb. der Petrographie, 1894, S. 718.

²⁾ C. Schmidt: Über die Mineralien des Eisenoolithes an der Windgällen im Kanton Uri (Zeitschr. f. Kristallographie etc., XI, ⁵/₆, 1886, S. 602).

³⁾ Joh. Königsberger: Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. — Neues Jahrb. f. Min. B.B. XIV, 1901, p. 43—119.

in Zusammenhang. Auf Grund seiner Angaben (S. 98 und 99) lässt es sich sehr wohl erklären, dass in einem Gestein wie die Grünschiefer, das verschiedene Plagioklase enthält, durch eben diese Vorgänge eine Anreicherung des Albites eintritt: Der eventuell schon vorhandene Albit wird wenig angegriffen, während aus den Lösungen der zersetzten basischeren Plagioklase neuer Albit sich ausscheidet. Nehmen wir nun eine Wanderung der Lösungen nicht nur von Mineral zu Mineral, sondern auch von Gestein zu Gestein an, so ist damit lokal auch die Möglichkeit einer absoluten Anreicherung der Albitesubstanz und damit des Natrongehaltes im Gestein gegeben.



Publikationen der Schweizerischen geologischen Kommission.

Gedruckt auf Kosten der schweizer. Eidgenossenschaft.

1907.

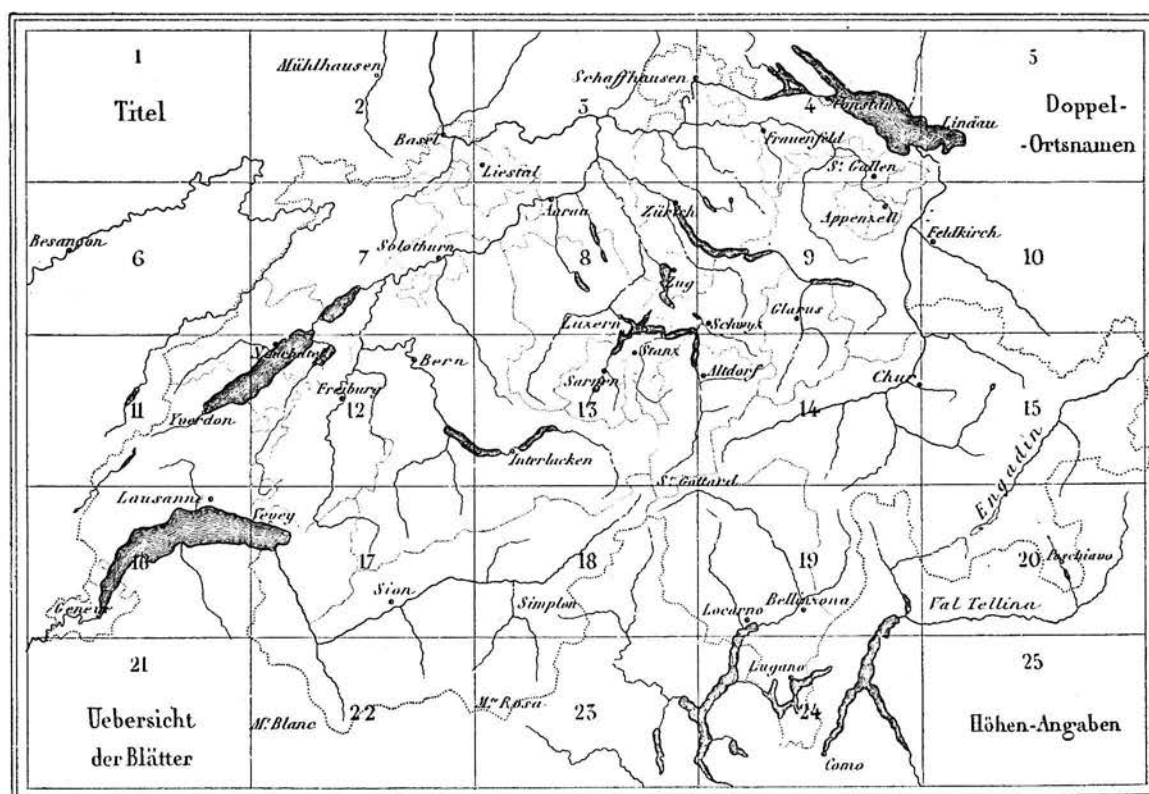
Sämtliche Publikationen hat die Buchhandlung **A. Francke** (vorm. Schmid & Francke) in **Bern** kommissionsweise im Verlag. Bestellungen können bei ihr direkt oder durch jede andere Buchhandlung gemacht werden. Bei grössern Bestellungen treten folgende Vergünstigungen ein:

- a) bei einer Bestellung von über Fr. 100: 10 % Rabatt.
b) " " " " " " 200: 20 % " .

I. Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000

in 25 Blättern

auf Grundlage der Dufourkarte.



† = vergriffen. ** = wird nur bei Abnahme aller Karten in 1:100,000 abgegeben.

Blatt	I. (NW-Ecke) Titel. 1887.	Fr.	1. —
"	II. (Basel, Belfort) A. Jaccard und A. Müller. (Lieferung 8.) 1874.	"	5. —
"	III. (Liestal, Schaffhausen) C. Mösch. (Lieferung 4.) 1876.	"	10. —
	— idem Mit Grenzgebiet	"	5. —
	— idem Ohne Grenzgebiet	"	10. —
"	IV. (Frauenfeld, St. Gallen) A. Gutzwiller und F. Schalch. (Lieferung 19.) 1879.	"	1. —
"	V. (NE-Ecke) Doppelortsnamen. 1887.	"	5. —
"	VI. (Le Locle) A. Jaccard. (Lieferung 7.) 1870.	"	10. —
"	VII. (Porrentruy, Solothurn). Zweite Auflage. L. Rollier und E. Kissling. (Lieferung 8, erstes Suppl. und Lieferung 8, neue Folge.) Mit „Erläuterungen“. 1904.	"	10. —
"	VIII. † (Zürich, Luzern) C. Mösch und F. J. Kaufmann. (Lfg. 11.) 1871.	"	10. —
"	IX. ** (Schwyz, Sargans) A. Escher, A. Gutzwiller, C. Mösch, F. J. Kaufmann. (Lieferung 14.) 1875.	"	10. —
"	X. † (Feldkirch, Arlberg) G. Theobald. (Lieferung 2.) 1865.	"	10. —
"	XI. (Pontarlier, Yverdon.) Zweite Auflage. A. Jaccard. (Lieferung 7, II.) Mit „Erläuterungen“. 1893.	"	10. —
"	XII. ** (Fribourg, Bern) V. Gillieron, A. Jaccard, J. Bachmann. (Lieferung 18.) 1879.	"	10. —
"	XIII. ** (Interlaken, Stanz) F. J. Kaufmann, A. Baltzer, C. Mösch. (Lieferung 24.) 1887.	"	10. —
"	XIV. ** (Altorf, Chur) A. Heim, A. Escher, G. Theobald, K. v. Fritsch. (Lieferung 25.) 1885.	"	10. —
"	XV. ** (Martinsbruck, Davos) G. Theobald. (Lieferung 2.) 1864.	"	10. —
"	XVI. (Lausanne, Genève.) Zweite Auflage. H. Schardt und E. Renevier. Mit „Erläuterungen“. 1899.	"	10. —
"	XVII. † (Vevey, Sion) G. Ischer, E. Favre, E. Renevier, H. Gerlach. (Lieferung 9.) 1870.	"	10. —
"	XVIII. (Brig, Airolo) E. v. Fellenberg, J. Bachmann, C. Mösch, H. Gerlach. (Lieferung 21.) 1885.	"	10. —
"	XIX. (Bellinzona, Chiavenna) Fr. Rolle. (Lieferung 23.) 1882.	"	10. —
"	XX. † (Sondrio, Bormio) G. Theobald. (Lieferung 3.) 1865.	"	5. —
"	XXI. (SW-Ecke) A. Heim: Vergleichende Legende. 1887.	"	10. —
"	XXII. † (Martigny, Aosta) H. Gerlach. (Lieferung 9.) 1870.	"	10. —
"	XXIII. (Arona, Domo d' Ossola) H. Gerlach. (Lieferung 26.) 1882.	"	10. —
"	XXIV. (Lugano, Como) Spreafico, Negri und Stoppani. (Lief. 17.) 1876.	"	1. —
"	XXV. (SE-Ecke). Höhenangaben. 1887.	"	

II. Geologische Übersichtskarten.

Alph. Favre. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. 4 feuilles au 1:250,000 ^{me} . (25 ^{me} livraison.) 1884.	Fr. 20. —
--	-----------

- A. Heim und C. Schmidt.** *Geologische Karte der Schweiz in 1:500,000.* Mit einem erklärenden „Begleitwort“. 1894.
 Unaufgezogen Fr. 8.—
 Aufgezogen, Taschenformat „ 9.—

III. Geologische Spezialkarten.

Aus technischen Gründen sehen wir uns veranlasst, von nun an eine fortlaufende Numerierung der geologischen Spezialkarten vorzunehmen. Dabei werden auch die bisherigen Karten, soweit sie noch vorrätig sind, numeriert.

Diejenigen Karten des nachstehenden Verzeichnisses, bei denen ein Preis ausgesetzt ist, sind separat käuflich; die mit * bezeichneten werden nur mit dem betreffenden Band (siehe Abteilung IV und V) abgegeben; die mit † bezeichneten sind vergriffen.

- | | | |
|---------|---|---------|
| Nr. †1. | A. Müller. Karte des Kantons Basel, 1:50,000. 1863. | Fr. —.— |
| „ *2. | C. Mösch. Karte von Brugg, 1:25,000. (4. Lieferung.) 1867. | „ —.— |
| „ 3. | F. J. Kaufmann. Karte des Pilatus, 1:25,000. (5. Lieferung.) 1867. | „ 5.— |
| „ *4. | a, b. L. Rollier. 2 Cartes des environs de St-Imier au 1:25,000. (8 ^e livraison, 1 ^{er} suppl.) 1894. | „ —.— |
| „ 5. | a, b, c, d. A. Escher von der Linth. Karte des Säntis, 1:25,000. (13. Lieferung.) 1878. Mit 2 Profiltafeln | „ 15.— |
| „ 5. | a, b. — idem Die Karten allein | „ 10.— |
| „ 5. | c, d. — idem Die Profile allein | „ 5.— |
| „ 6. | a, b, c, d. K. v. Fritsch. Karte des St. Gotthard, 1:50,000. (15. Lieferung.) 1873. Mit 3 Profiltafeln | „ 15.— |
| „ 6. | a. — idem Die Karte allein | „ 10.— |
| „ 6. | b, c, d. — idem Die Profile allein | „ 5.— |
| „ *7. | E. Renevier. Carte des Hautes Alpes vaudoises au 1:50,000. (16 ^e livr.) 1890. | „ —.— |
| „ *8. | A. Baltzer. Karte der Kontaktzone von Kalk und Gneiss zwischen Lauterbrunnen und Reussthal, 1:50,000. (20. Lieferung.) 1880. | „ —.— |
| „ *9. | E. Favre et H. Schardt. Carte du Pays-d'Enhaut vaudois au 1:25,000. (22 ^e livraison.) 1887. | „ —.— |
| „ 10. | a, b. A. Baltzer, F. Jenny und E. Kissling. Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:25,000. (30. Lieferung.) 1896. | „ 5.— |
| „ *11. | L. Du Pasquier. Karte der fluvioglacialen Ablagerungen in der Nordschweiz, 1:100,000. (1. Lieferung, II. Serie.) 1891. | „ —.— |
| „ *12. | — Der Niederterrassenschotter ausserhalb der innern Moränen, 1:250,000. (1. Lieferung, II. Serie.) 1891. | „ —.— |
| „ *13. | C. Burckhardt. Die nördlichste Kreidekette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1:50,000. (2. Lieferung, II. Serie.) 1893. | „ —.— |
| „ *14. | E. C. Quereau. Die Klippenregion von Iberg im Sihlthal, 1:25,000. (3. Lieferung, II. Serie.) 1893. | „ —.— |
| „ *15. | A. Aeppli. Karte des Gebietes zwischen Zürchersee und Zugersee, (1:25,000. 4. Lieferung, II. Serie.) 1894. | „ —.— |

Nr. 16. C. Burekhardt. Die Kreidegebirge nördlich des Klönthales, 1 : 50,000. (5. Lieferung, II. Serie.) 1896.		Fr.	5. —
"	*17. L. Wehrli. Das Dioritgebiet von Disentis bis Brigels, 1 : 50,000. (6. Lieferung, II. Serie.) 1896.	"	— . —
"	18. Chr. Piperoff. Karte des Calanda, 1 : 50,000. (7. Lfg., II. Serie.) 1897.	"	5. —
"	*19. L. Rollier. Carte des environs d'Asuel, au 1 : 25,000. (8 ^e livr., II ^e série.)	"	— . —
"	*20. L. Rollier. Carte de la Hohe Winde, au 1 : 25,000. (8 ^e livr., II ^e série.) 1898.	"	— . —
"	21. J. Oberholzer. Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1 : 20,000. (9. Lieferung, II. Serie.) 1900.	"	5. —
"	*22. Th. Lorenz. Karte des Fläschberges, 1 : 25,000. (10. Lfg., II. Serie.) 1900.	"	— . —
"	23. L. Rollier. Carte tectonique des environs de Moutier au 1 : 25,000. 1901.	"	6. —
"	24. L. Rollier. Carte tectonique des environs de Bellelay au 1 : 25,000. 1901.	"	6. —
"	25. Fr. Mühlberg. Karte der Lägern, 1 : 25,000. Mit „Erläuterungen“. 1901.	"	6. —
"	26. A. Buxtorf. Karte von Gelterkinden, 1 : 25,000. Mit 2 Profiltafeln. (11. Lieferung, II. Serie.) 1901.	"	5. —
"	27. A. Tobler. Karte der Klippenregion am Vierwaldstättersee, 1 : 100,000. (12. Lieferung, II. Serie.)	Im Druck	
"	28. A. Tobler. Karte des Stanzerhorns, 1 : 25,000. (id.)	"	"
"	29. A. Tobler. Karte des Mythen, 1 : 25,000. (12. Lfg., II. Serie.)	"	"
"	30. Th. Rittener. Carte de la Côte-aux-Fées et des environs de S ^{te} -Croix et Baulmes. 1 : 25,000. (13 ^e livraison, II ^e série.) 1902.	Fr.	6. —
"	31. Fr. Mühlberg. Karte von Brugg und Umgebung, 1 : 25,000. Mit „Erläuterungen“. 1904.	"	6. —
"	32. L. Rollier. Carte géologique du Weissenstein, 1 : 25,000. 1904.	"	5. —
"	33. L. Rollier. Carte géologique des environs de Delémont, 1 : 25,000. 1904.	"	6. —
"	34. J. Hug. Karte von Andelfingen und Umgebung, 1 : 25,000. (15 Lfg., II. Serie.) 1905.	"	5. —
"	35. J. Hug. Karte der Umgebung des Rheinfalles, 1 : 25,000. (15. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	5. —
"	36. J. Hug. Karte der Umgebung von Kaiserstuhl, 1 : 25,000. (15. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	37. Arnold Heim. Karte vom Westende des Säntisgebirges, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	38. Albert Heim. Karte des Säntis, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	8. —
"	39. Ernst Blumer. Karte vom Ostende des Säntisgebirges, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	40. J. J. Pannekoek. Karte von Seelisberg, 1 : 25,000. (17. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	4. —
"	41. P. Arbenz. Karte des Fronalpstockes bei Brunnen, 1 : 25,000. (18. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	2. —
"	*42. L. W. Collet. Carte géologique de la chaîne Tour Saillère-Pic de Tanneverge, 1 : 50,000. (19 ^e livraison, II ^e série.) 1904.	"	— . —

- Nr. 43. a, b. **E. Gerber, E. Helgers und A. Trösch.** Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee, 1 : 50,000. Mit einer Profiltafel und „Erläuterungen“. 1907. Fr. 6. —
- „ 44. **Fr. Mühlberg.** Karte von Aarau und Umgebung, 1 : 25,000. Mit Erläuterungen. Im Druck
- „ 45. **Arnold Heim.** Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 50,000. (20. Lfg., II. Serie.) „ „
- „ 46. **A. Buxtorf.** Karte des Weissenstein-Tunnelgebietes, 1 : 25,000. (21. Lfg., II. Serie.) 1907. Fr. —. —
- „ 47. **L. Rollier.** Carte géologique de la région du tunnel du Weissenstein. (21. Lfg., II. Serie.) Im Druck
- „ 48. a, b. **C. Schmidt und H. Preiswerk.** Karte der Simplongruppe, 1 : 50,000. Mit einer Doppeltafel Profile und mit „Erläuterungen“. 1907. Fr. 10. —

IV. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse.

Textbände in 4°.

Erste Serie.

† = vergriffen. ** = nur verkäuflich bei Abnahme der ganzen Serie.

- Erste Lieferung:** *A. Müller.* Geologische Beschreibung des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete. Mit 2 Profiltafeln. Zweite, vom Verfasser revidierte Auflage. 1884. Fr. 5. —
- **Zweite Lieferung:** *G. Theobald.* Geologische Beschreibung der nördlichen Gebirge von Graubünden. Mit 18 Profiltafeln. 1863. „ 15. —
- **Dritte Lieferung:** *G. Theobald.* Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden. Mit 8 Profiltafeln. 1866. „ 15. —
- Vierte Lieferung:** *C. Mösch.* Geologische Beschreibung des Aargauer Jura. Mit 9 Tafeln und 1 Karte (Brugg). 1867. „ 20. —
- Fünfte Lieferung:** *F. J. Kaufmann.* Geologische Beschreibung des Pilatus. Mit 1 Karte und 10 Tafeln. 1867. Text, Tafeln und Karte „ 20. —
- idem Karte des Pilatus 1 : 25,000 „ 5. —
- **Sechste Lieferung:** *A. Jaccard.* Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois et de quelques districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse compris dans les feuilles XI et XVI de l'atlas fédéral. 1869. „ 10. —
- Siebente Lieferung:** *I. A. Jaccard.* Supplément à la description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. 1870. „ 5. —
- **II.** *A. Jaccard.* Deuxième supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse, avec 4 phototypies et 4 planches. 1893. „ 15. —

- Achte Lieferung:** J. B. Greppin. Description géologique du *Jura bernois* et de quelques districts adjacents compris dans la feuille VII de l'atlas fédéral, avec une planche de profils géologiques et 7 de fossiles. 1870. Fr. 15. —
- 1^{er} Supplément. L. Rollier. Structure et histoire géologiques d'une partie du *Jura central*, avec 2 cartes géologiques, 4 planches de profils et 1 phototypie. 1894. „ 15. —
- Neunte Lieferung:** H. Gerlach. Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoyen und Piemont. Hierzu 1 Blatt Profile. 1872. „ 15. —
- idem Text allein „ 10. —
- Zehnte Lieferung:** C. Mösch. Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebungen, enthalten auf Blatt VIII des eidgenössischen Atlas. Mit einem Anhang zur IV. Lieferung der „Beiträge“ (*Aargauer Jura*). 1874. „ 10. —
- **Elfte Lieferung:** F. J. Kaufmann. Gebiete der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug, enthalten auf Blatt VIII (*Rigi und Mittelschweiz*), nebst einer Beilage: Systematisches Petrefakten-Verzeichnis der helvetischen Stufe der Schweiz und Schwabens, von Ch. Mayer. 1872. „ 25. —
- Zwölfte Lieferung:** V. Gillieron. Les Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier, avec 10 planches. 1873. „ 20. —
- Dreizehnte Lieferung:** A. Escher von der Linth. Geologische Beschreibung der *Säntisgruppe*. Mit vielen Holzschnitten und 6 Profiltafeln; nebst einer Beilage: C. Mösch. Zur Paläontologie des *Säntisgebirges*. Mit 3 Tafeln 1878. „ 20. —
- A. Escher von der Linth. Geologische Karte des *Säntis*. 1:25,000, mit 2 Profiltafeln. „ 15. —
- idem Die Karte allein „ 10. —
- idem Die Profile allein „ 5. —
- Vierzehnte Lieferung:** I. A. Gutzwiller. Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidgenössischen Atlas. 1877. „ 8. —
- IIa. F. J. Kaufmann. Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des *Bürgenstocks bei Stans*. 1877. „ 15. —
- IIb. Ch. Mayer. Paläontologie der *Pariserstufe von Einsiedeln* und seinen Umgebungen. 1877. „ 7. —
- III. C. Mösch. Geologische Beschreibung der *Kalkstein- und Schiefergebirge* der Kantone St. Gallen, Appenzell und Glarus. 1881. Mit 4 Profiltafeln und 10 Holzschnitten. „ 25. —
- **Fünfzehnte Lieferung:** K. v. Fritsch. Das *Gotthardgebiet*. Text mit 3 Profiltafeln. 1873. „ 15. —
- K. von Fritsch. Geolog. Karte des *St. Gotthard* in 1:50,000 „ 10. —
- idem Die 3 Profiltafeln „ 5. —
- Sechzehnte Lieferung:** E. Renevier. Monographie des *Hautes-Alpes vaudoises*. Avec 1 carte des *Hautes-Alpes vaudoises* au 1:50,000, 4 planches de profils, 2 phototypies. 1890. Texte avec carte „ 30. —
- idem Le texte seul „ 20. —

- Siebenzehnte Lieferung:** *T. Taramelli.* Il cantone *Ticino meridionale* ed i paesi finitimi. Spiegazione del foglio XXIV Duf. colorito geologicamente da *Spreafico, Negri e Stoppani.* Con 1 schizzo del foglio XXIV e 3 tavole. Con appendice ed indice. 1880. Fr. 20. —
- Achtzehnte Lieferung:** *V. Gilliéron.* Description des territoires de *Vaud, Fribourg et Berne* compris dans la feuille XII entre le lac de *Neuchâtel* et la crête du *Niesen.* Avec 1 tableau des terrains et 13 planches, brochés à part. 1885. „ 25. —
- Neunzehnte Lieferung:** *A. Gutzwiller und F. Schalch.* Geologische Beschreibung der Kantone *St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen.* 1883. „ 10. —
- Zwanzigste Lieferung:** *A. Baltzer.* Der Kontakt zwischen *Gneis und Kalk* in den *Berner Alpen.* Mit Atlas von 13 Tafeln und 1 Karte in 1:50,000. 1880. Text mit Atlas „ 40. —
- Einundzwanzigste Lieferung:** *E. v. Fellenberg.* Das Hochgebirge zwischen der *Rhone,* dem *Gasteren- und Lauterbrunnental.* Mit 6 Zinkographien und 2 Tafeln. Dazu 1 Atlas mit 18 Tafeln und 1 Exkursionskarte. Nebst einer Beilage: *C. Mösch.* Die *Kalk- und Schiefergebirge der Kientaler-alpen,* der *Schilthorn- und Jungfraugruppe* und der *Blümlisalpette* vom *Lauterbrunnental* bis zum *Öschinensee.* 1893. Text mit Atlas „ 25. —
- Zweiundzwanzigste Lieferung:** *E. Favre et H. Schardt.* Description des Alpes du canton de *Vaud* et du *Chablais* jusqu'à la *Dranse* et de la chaîne des *Dents du Midi* formant la partie ouest de la feuille XVII, avec 1 carte et 1 atlas de 18 planches. 1887. Le texte avec atlas „ 25. —
- Les autres territoires de la Feuille XVII seront traités par *H. Schardt* et *M. Lugeon* dans la „Nouvelle Série“ des „Matériaux pour la carte géologique de la Suisse“ („Beiträge“ etc.).
- Dreiundzwanzigste Lieferung:** *Fr. Rolle.* Das südwestliche *Graubünden* und nordöstliche *Tessin,* enthalten auf Blatt XIX des eidgenössischen Atlas. Mit 9 Profiltafeln. 1881. „ 5. —
- Vierundzwanzigste Lieferung:** *I. F. J. Kaufmann.* *Emmen- und Schlieren-gegenden* nebst *Umgebungen,* bis zur *Brünigstrasse* und Linie *Lungern-Grafenort.* Mit Atlas von 30 Tafeln. 1886. Text mit Atlas „ 30. —
- **II.** *Ch. Mayer-Eymar.* Systematisches Verzeichnis der *Kreide- und Tertiär-Versteinerungen* der *Umgegend von Thun,* nebst Beschreibung der neuen Arten. 1887. „ 8. —
- **III.** *C. Mösch.* Die *Kalk- und Schiefergebirge* zwischen dem *Reuss- und Kienthal.* Mit einem Atlas von 35 Profiltafeln und einem geologischen Kärtchen. 1894. „ 30. —
- **IV.** *A. Baltzer.* Das *Aarmassiv* nebst einem Abschnitt des *Gotthardmassivs,* enthalten auf Blatt XIII. 1888. „ 20. —

- Fünfundzwanzigste Lieferung:** *Alb. Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Text zu Blatt XIV, mit 8 Profiltafeln. Nebst einem Anhang von *petrographischen Beiträgen* von C. Schmidt. 1891. Fr. 25. —
- Sechszwanzigste Lieferung:** *I. H. Preiswerk. Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes.* 1907. „ 2. —
- Siebenundzwanzigste Lieferung:** 1. *Heinrich Gerlach. Sein Leben und Wirken.* 2. *Die Penninischen Alpen.* Mit 1 Profiltafel. 3. Bericht über den Bergbau im Kanton Wallis. 1883. „ 20. —
- Achtundzwanzigste Lieferung:** *Alph. Favre. Texte explicatif de la carte du phénomène erratique, etc., précédé d'une Introduction par Ernest Favre et suivi d'une biographie de Léon Du Pasquier par Maur. de Tribolet. Avec 2 portraits.* 1898. „ 3. —
- *Alph. Favre. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc.* 4 feuilles au 1:250,000. 1884. „ 20. —
- Neunundzwanzigste Lieferung:** *Louis Rollier. Schweizerische geologische Bibliographie.* I. Band. 1907. „ 20. —
- Dreissigste Lieferung:** *A. Baltzer. Der diluviale Aargletscher in den Umgebungen von Bern.* Mit 17 Tafeln und 38 Figuren im Text. Hierzu eine geologische Exkursionskarte der *Umgebung von Bern*, von A. Baltzer, F. Jenny und E. Kissling, 1:25,000. 1896. „ 20. —
- idem Text allein „ 15. —
- idem Karte allein „ 5. —

V. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse.

Textbände in 4°.

Neue (II.) Serie.

- Erste Lieferung** (des ganzen Werkes 31. Lieferung): *L. Du Pasquier. Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz.* Mit 2 Karten und 1 Profiltafel. 1891. Fr. 8. —
- Zweite Lieferung** (des ganzen Werkes 32. Lieferung): *C. Burckhardt. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee.* Mit einer Karte 1:50,000 und 8 Tafeln. 1893. „ 10. —
- Dritte Lieferung** (des ganzen Werkes 33. Lieferung): *E. C. Quereau. Die Klippenregion von Iberg im Sihlthal.* Mit einer geologischen Karte 1:25,000, 4 Profiltafeln und 13 Zinkographien. 1893. „ 10. —
- Vierte Lieferung** (des ganzen Werkes 34. Lieferung): *A. Aeppli. Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees.* Mit einer Karte 1:25,000 und 2 Profiltafeln. 1894. „ 10. —

- Fünfte Lieferung** (des ganzen Werkes 35. Lieferung): *C. Burckhardt. Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth.* Mit 1 Karte 1:50,000 und 6 Tafeln. 1896. Fr. 18. —
 — idem Die Karte allein „ 5. —
- Sechste Lieferung** (des ganzen Werkes 36. Lieferung): *L. Wehrli. Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland.* Mit 1 Karte in 1:50,000 und 6 Tafeln. 1896. „ 10. —
- Siebente Lieferung** (des ganzen Werkes 37. Lieferung): *Chr. Piperoff. Geologie des Calanda.* Mit 1 Karte in 1:50,000, mit Profilen und Ansichten. 1887. „ 8. —
 — idem *Geologische Karte des Calanda*, 1:50,000 „ 5. —
- Achte Lieferung** (des ganzen Werkes 38. Lieferung): *L. Rollier. II^{me} Supplément à la Description géologique de la partie jurassienne de la Feuille VII.* Avec 2 cartes géologiques au 1:25,000, 1 carte orotectonique au 1:250,000, 5 planches de profils etc. 1898. „ 15. —
- Neunte Lieferung** (des ganzen Werkes 39. Lieferung): *J. Oberholzer. Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen.* Mit 1 geologischen Karte in 1:20,000, 4 Tafeln und 19 Zinkographien. 1900. „ 15. —
 — idem Die Karte allein „ 5. —
- Zehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 40. Lieferung): *Th. Lorenz. Monographie des Fläscherberges.* Mit 1 geologischen Karte in 1:25,000, 4 Tafeln und 13 Zinkographien. 1900. „ 10. —
- Elfte Lieferung** (des ganzen Werkes 41. Lieferung): *A. Buxtorf. Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafel-Jura.* Mit 2 Textfiguren, einer geologischen Karte 1:25,000, einer stratigraphischen und einer tectonischen Profiltafel. 1901. „ 10. —
 — idem Die Karte mit 2 Profiltafeln „ 5. —
- Zwölfte Lieferung** (des ganzen Werkes 42. Lieferung): *A. Tobler, Geologische Beschreibung der Klippenregion am Vierwaldstättersee.* Im Druck
- Dreizehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 43. Lieferung): *Th. Rüttener, Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de St^e-Croix et de Baulmes.* Avec 4 planches et une carte géologique au 1:25,000. 1902. Fr. 15. —
 — idem La carte seule „ 6. —
- Vierzehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 44. Lieferung): *Fr. Weber, Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und seine Ganggesellschaft.* Mit 5 Tafeln und 14 Zinkographien. 1904. „ 10. —
- Fünfzehnte Lieferung**: *J. Hug, Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften.* Mit 1 Übersichtskarte in 1:250,000 und 7 Zinkographien. Im Druck
 — idem Karte von *Andelfingen* und Umgebung. 1:25,000. 1905. Fr. 5. —
 — idem Karte der Umgebung des *Rheinfalls*. 1:25,000. 1905. „ 5. —
 — idem Karte von *Kaiserstuhl* und Umgebung. 1:25,000. 1905. „ 3. —

Sechzehnte Lieferung: <i>Alb. Heim, Das Säntisgebirge.</i> Mitarbeiter: <i>Marie Jerosch, Ernst Blumer</i> und <i>Arn. Heim.</i> Mit vielen Zinkographien und einem Atlas von 42 Tafeln und Karten. 1905.	Fr. 50. —
— idem Karte vom Westende des Säntisgebirges.	" 3. —
— idem Karte des Säntis.	" 8. —
— idem Karte vom Ostende des Säntisgebirges.	" 3. —
Siebzehnte Lieferung: <i>J. J. Pannekoek.</i> Geologie von Seelisberg und Umgebung. Mit 1 Karte in 1 : 25,000 und 8 Zinkographien. 1905.	" 5. —
— idem Die Karte allein	" 4. —
Achtzehnte Lieferung: <i>P. Arbenz.</i> Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz). Mit 2 Tafeln und 28 Zinkographien. 1905.	" 8. —
— idem Die Karte allein	" 2. —
Neunzehnte Lieferung: <i>L. W. Collet.</i> Etude géolog. de la chaîne Tour Saillère-Pic de Tanneverge. Avec une carte géolog. au 1 : 50,000 et 3 planches	" 5. —
Zwanzigste Lieferung: <i>Arnold Heim.</i> Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe.	Im Druck
— idem Geolog. Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 25,000.	" "
Einundzwanzigste Lieferung: <i>A. Buxtorf, L. Rollier</i> und <i>E. Künzli.</i> Geologie des Weissensteintunnels.	" "

VI. Beiträge zur Geologie der Schweiz.

Matériaux pour la Géologie de la Suisse.

Textbände in 4°.

Geotechnische (III.) Serie.

Erste Lieferung: <i>Emil Letsch.</i> Die Molassekohlen östlich der Reuss. Mit 2 Tafeln und 5 Kartenskizzen. 1899.	Fr. 10. —
Zweite Lieferung: <i>E. Kissling.</i> Die Molassekohlen westlich der Reuss. Mit 3 Tafeln. 1903.	" 5. —
Dritte Lieferung: <i>J. Früh</i> und <i>C. Schröter.</i> Monographie der schweizer. Torfmoore. Mit vielen Abbildungen, Tafeln und einer Moorkarte der Schweiz in 1 : 500,000. 1904.	" 40. —
Vierte Lieferung: Monographie der schweizer. Tonlager. Mit über 200 Fig. und einer Karte in 1 : 500,000. Bearbeitet von <i>E. Letsch, B. Zsthokke</i> und <i>R. Moser.</i>	" 40. —



BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Zweiter Teil.

Oberes Tessin- und Maggiagebiet.

Mit Spezialkarte Nr. 81 in 1:50,000 und Profiltafeln Nr. 81 a und 81 b,
sowie einer tektonischen Skizze im Text (pag. 81).

Von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1918.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Preis: Fr. 12. —
Teurungszuschlag 25%

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Zweiter Teil.

Oberes Tessin- und Maggiagebiet.

Mit Spezialkarte Nr. 81 in 1:50,000 und Profiltafeln Nr. 81 a und 81 b,
sowie einer tektonischen Skizze im Text (pag. 81).

Von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1918.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der geologischen Kommission.

Im Februar 1907 erhielt Herr Prof. Dr. *H. Preiswerk* den Auftrag, die Simplonkarte nach Osten fortzusetzen und damit die geplante „Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen“ weiter zu fördern. Im Vorworte des Verfassers (Seite IV) ist auseinandergesetzt, warum die Vollendung der Karte sich so lange verzögert hat.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Dezember 1918.

Für die geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	IV
Erläuterung der Legende zur Karte	
Alluvium	43—44
Diluvium	44—46
Jura	46—51
Trias	51—55
Trias-Permocarbon	55—56
Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.	57—66
A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise)	59—61
B. Eruptivgesteine (Orthogneise)	61—66
Ausbeutungen	66—67
Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno	67
Quellen im obern Tessintal und im Pioratal	67
Tektonik: (Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.)	
A. Allgemeiner Teil	68—70
B. Spezieller Teil	70—73
Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik	
74	
Anhang.	
Gesteinsanalysen	75—77
Literaturangaben	78—80
Tektonische Skizze	
81	

Vorwort.

Die Arbeiten in der Region der vorliegenden geologischen Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes habe ich im Jahre 1904 begonnen bei der geologischen Aufnahme der 1908 erschienenen Simplonkarte, als Mitarbeiter von Prof. *C. Schmidt* in Basel, dem ich die Einführung in die Geologie der Lepontinischen Alpen verdanke. Der im Jahre 1904 aufgenommene östlichste Teil der Simplonkarte wurde später von mir revidiert und in die vorliegende Spezialkarte Nr. 81 mit aufgenommen. In den Jahren 1905 und 1906 machte ich einige orientierende Touren im nördlichen Tessin und erhielt im Februar 1907 von der Geologischen Kommission den Auftrag, die mit der Simplonkarte begonnenen Spezialaufnahmen nach Osten fortzusetzen in dem Gebiet zwischen der Simplonkarte und dem Bleniotal. Leider konnten in den nächsten 4 Jahren die Aufnahmsarbeiten nur im Jahr 1908 wesentlich gefördert werden. Unterdessen wurde das Blatt Faido, sowie Teile des Blattes St. Gotthard topographisch neu bearbeitet, und dermassen umgestaltet, dass die geologische Kartierung zum grossen Teil neu gemacht werden musste. In den Jahren 1911 und 1912 schritt die Aufnahme bis zur Maggia und im Tessingebiet bis in die Gegend von Faido vorwärts. Das erste Projekt, zunächst eine Karte bis zur Maggia als Ostgrenze zu publizieren, wurde auf Wunsch des Präsidenten der Geologischen Kommission durch Einbeziehen der Campo-Tencia-Masse bis zum Tessin im Osten erweitert, woraus sich eine weit günstigere geologische Abrundung ergibt. Eine Reise nach Vorderindien im Jahre 1913 und die Mobilisation im Jahre 1914 zerstörten aber die Hoffnung auf baldigen Abschluss der Arbeit. Erst 1915 konnte wieder ausgiebiger im Campo-Tencia-Gebiet weiter gearbeitet werden, wobei mir Herr Dr. *O. Werdmüller* aus Zürich ein wertvoller Begleiter und Mitarbeiter war. Unterdessen wurde das Pioratal von *L. Krige* kartiert, und es konnten seine Aufnahmen als Ergänzung mit auf die Spezialkarte Nr. 81 übernommen werden. Daraus erwuchs aber die weitere Aufgabe, den Raum zwischen dem Tessin und dem Pioratale neu aufzunehmen. Ferner stellte sich als notwendig heraus, die in den ersten Jahren der Aufnahme ausgeführte Kartierung der Quartärablagerungen zu ergänzen, wozu eine Reihe von Revisionstouren erforderlich waren. Da ich im Sommer 1916 wiederum als Armeegeologe zu dienen hatte, wäre die Aufnahme auch 1917 noch nicht zu Ende gekommen ohne die willkommene Mitarbeit von Dr. *A. Jeannet*, Adjunkt der Geologischen Kommission. Seiner eifrigen Arbeit und der energischen Förderung der Sache durch den Präsidenten der Geologischen Kommission, Herrn Prof. *A. Heim*, ist es zu danken, dass die Karte trotz der Kriegszeit nunmehr hat fertiggestellt werden können und bereits auf das Datum der geplanten Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Lugano 1918 die ersten Probedrucke vorlagen, nachdem die zugehörigen Profiltafeln 81a und 81b bereits im Anfang des Sommers gedruckt waren.

Basel, 11. Oktober 1918.

H. Preiswerk.

Erläuterung der Legende zur Karte.

Alluvium.

I. Talböden.

Talböden von einiger Ausdehnung finden sich nur im Tessintale: bei Stalvedro, Ambri-Piotta und oberhalb Lavorgo. Für die Ansicht mancher Geologen — besonders Stapf —, dass diese Ebenen alten Seebecken entsprechen, stehen mir bis jetzt keine beweisenden Beobachtungen zur Verfügung.

II. Gehängeschutt.

In den mit der Signatur von „Gehängeschutt“ bedeckten Kartenteilen sind nicht selten auch trockene Schuttkegel, Bergsturzmaterial und Moränen inbegriffen. Einesteils da, wo diese Bildungen für eine gesonderte Darstellung zu unbedeutend sind, andernteils in Fällen, wo Vegetation oder Schneebedeckung ihre Erkennung verhinderte. Auch die Lawinenschuttmassen sind im „Gehängeschutt“ inbegriffen, sofern sie nicht ausgesprochene Schuttkegel bilden.

III. Trockene Schuttkegel.

Als „trockene Schuttkegel“ sind namentlich die Schuttmassen dargestellt, die am untern Ende steiler, nur gelegentlich wasserführender Felsrinnen sich sammeln. Ein grosser Teil ihres Materials wird durch Lawinen zu Tal befördert. Von den gewaltigen Steilwänden des *Bavonatales* haben ihnen gelegentliche Felsstürze besonders grobes Blockmaterial zugeführt.

IV. Bachschuttkegel.

Typische, flach ausgebreitete Bachschuttkegel finden sich z. B. auf der *Alp Campo* am Ritomsee, ferner im Tessintale bei *Chinchengo*, bei *Faido*, *Mascengo*, *Quinto* und zwischen *Airolo* und *Valle*. Die steilern Kegel am südlichen Talhang zwischen Fiesso und Ambri sind vorwiegend Lawinenschuttkegel.

V. Terrassenränder.

Die Tieferlegung des Tessinbettes durch die fortschreitende Erosion hat besonders im Oberlauf steile Erosionsränder erzeugt an losem Material, das über den einst höher gelegenen Talgrund sich ausgebreitet hatte. Teilweise sind es primäre und auch verschwemmte Moränenablagerungen, teilweise alte, nunmehr ausser Funktion getretene Schuttkegel. Solche, von Erosionsrändern angeschnittene Schuttkegel sind besonders schön entwickelt westlich von *Ronco*, sowie am Eingang des *Canariatales*. Die beiden Dörfer *Valle* und *Madrano* liegen auf demselben Schuttkegel, der seinen Ursprung in der Gegend des Riale di Berri nahm und in den jetzt das Wasser des *Canariatales*, die *Garegna*, eine geräumige Erosionsrinne gegraben hat, die die beiden Dörfer heute trennt.

Ganz in Moräne gelegen sind die Bacherosionsränder von *Gribbio*.

VI. Bergstürze.

Bedeutendere Bergstürze sind niedergegangen bei Airolo, zwischen Pian'alto und Cè di Dentro im Canariatal, bei Vigera und Osco ob Faido, im Bosco Grande ob Dalpe, ob Monte Doro im Val Chironico, bei Peccia und bei Menzonio im Maggiatal, sowie im Bavonatal.

Historisch ist der Bergsturz von Airolo und zum Teil der von Peccia. Andere reichen bis in die Interglazialzeit zurück.

Der Bergsturz vom *Sasso Rosso*, der einen Teil des Dorfes *Airolo* zerstörte, ging im Jahre 1898 nieder. Das Ereignis ist von Ch. Tarnuzzer geschildert worden. (Frankfurter Umschau 1899, III, S. 101—106, vgl. auch J. Hardmeyer, „Die Schweiz“, schweiz. illustr. Zeitschr. 1899, Heft 22, ferner H. Lautensach, Geogr. Abh., Berlin 1912, pag. 47.)

Im Jahre 1834 wurde ein grosser Teil des Dorfes *Peccia* zerstört infolge eines Bergsturzes, der die Maggia staute und so zu verheerenden Ausbrüchen Anlass gab. Der Abrissrand des Sturzes ist auf der topographischen Karte südlich von der Bezeichnung „Alpe Areno“ wohl markiert. Er liegt mitten in den Sturzmassen älterer, mächtiger Bergstürze, die von der Westflanke des Pizzo di Ruscada gegen die in der Talmündungsstufe stark erodierenden Maggia niedergegangen sind.

Die Stürze von *Bosco Grande* reichen bis ins Interglazial. Die Aufschlüsse an den neuen Holzwegen von Dalpe ins Bosco Grande zeigen aufs schönste, dass die dortigen Moränen auf das Bergsturzmaterial abgelagert sind.

Auf den abgesenkten Gneismassen der *Ruine d'Osco*, die vom Terrassenrand Vigera-Osco sich getrennt haben, lagert ebenfalls Moräne.

Auch für die Bergstürze vom *Pian'alto* gegen das Canariatal hat L. Krige nachgewiesen, dass sie zum Teil älter als die Moränen sind. (L. Krige, Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. — Eclog. geol. Helv., Vol. XIV, Nr. 5, 1918, pag. 533.)

Diluvium.

Von diluvialen Ablagerungen finden sich im Kartengebiet namentlich Grund- und Seitenmoränen des Hauptgletschers, Seiten- und Stirnmoränen der Lokalgletscher und diluviale, resp. postdiluviale Flussterrassen.

Als *Hauptmoränen* sind die Ablagerungen des Tessin-, Maggia-, Peccia- und Bavonagletschers aufgefasst. Unter *Lokalmoränen* sind die verschiedenen diluvialen und postdiluvialen Stadien der Seitengletscher zusammengefasst bis und mit den noch heute sich bildenden Moränen.

Für die Beschreibung der diluvialen Gletscher des Tessingebietes, besonders der Hauptgletscher, verweise ich auf die Arbeit von H. Lautensach: „Die Übertiefung des Tessingebietes“ (Geogr. Abh., Berlin 1912), und beschränke mich auf einige Bemerkungen über die für unser Kartenbild wichtigsten Gletscherwirkungen.

I. Hauptmoränen (q h).

Die Unterscheidung der Hauptmoränen von den Lokalmoränen lässt sich morphologisch oder durch die Heimatbestimmung der Geschiebe durchführen.

Charakteristische Geschiebe des *Tessingletschers* sind besonders der Rotondogranit und die schwarzen, belemnitführenden Liasgesteine des Nufenenpasses, sowie die Hornblendegarbenschiefer der Tromolaserie, letztere mit der Beschränkung, dass Hornblendegarbenschiefer auch oberhalb Mascengo bei Prato in geringer Verbreitung anstehen.

Für die Hauptgletschermoränen des *Maggiabeckens* sind in ihren untern Teilen jegliche Kalkschiefer und Dolomite des Mesozoikums bezeichnend.

Von *Ablagerungen des Tessingletschers* sind besonders zu nennen: 1. *Grundmoränen*, die von der neuen Strasse Airolo-Fontana gut aufgeschlossen worden sind. Sie liegen auf Gyps und Rauhwacke und sind von Gehängeschutt bedeckt. 2. *Seitenmoränen*. In den Kalkschieferhängen der südlichen Talseite des Bedrettotales zieht sich 300 m über dem Talboden eine ausgeprägte Terrasse hin, begleitet von zahlreichen, im Anstehenden ausgefurchten Gesimsen und Rippen, die alle dem Haupttal folgen und von Moränenresten des Tessingletschers begleitet sind.

Weiter talabwärts findet man namentlich in der Gegend von Giof ob Piotta auf Terrassen verschiedener Niveaux seitliche Moränen des Hauptgletschers, die durch Rotondogranit wohl charakterisiert sind. Ebenso auf den die Steilwände des Tessinergneis querenden Gesimsen von Monti Raslumo und Rodont bei Lavorgo. Die auf den Terrassen über dem Tessinergneis ausgebreiteten grossen Moränenmassen von Gribbio sind auch zum Hauptgletscher zu zählen, ebenso, zum Teil wenigstens, die auf der Terrasse Chesso-Doro. Findlinge von Rotondogranit habe ich noch auf dem Plateau westlich über Monti Olina gefunden. Westlich von Monte Chesso am Fusse des Berghanges verläuft parallel dem Haupttale ein altes, zum Teil mit Moränen gefülltes Glazialtal.

Typische *Endmoränen* des Tessingletschers sind nicht konstatiert worden. Möglicherweise entspricht die grosse Moränenmasse zwischen Prato und Dalpe teilweise der Stirne einer Rückzugsphase des Hauptgletschers.

An den steilen Talflanken der stark erodierenden Flussläufe des *Maggiagebietes* blieben die Moränenreste der Hauptgletscher nur spärlich erhalten. Dagegen findet man hier besonders ausgeprägt gewisse *Oberflächenformen*, die für Gebiete einstiger Vergletscherung bezeichnend sind. Das Bavonatal kann als geradezu klassisches Trogtal gelten, soweit es ausschliesslich in Antigoriogneis eingeschnitten ist. Seine Trogwände erreichen gegen 800 m Höhe. Das Calneggiatal ist ebenfalls ein typischer Trog. Die Einmündung ins Bavonatal vermittelt eine schöne Mündungsstufe in Gestalt einer 250 Meter hohen Wand von Granitgneis, über die die cascata di Foroglio sich stürzt. Ohne auf den reichen Formenschatz weiter einzugehen, den die Maggiatäler als einst vergletscherte Gneisgebiete besonders schön zur Schau tragen, möchte ich hier doch auf eine besonders eigenartige Form *glazialer Erosionsrelikte* aufmerksam machen, die gelegentlich zwischen zwei einst vergletscherten Becken erhalten geblieben sind und als „Karrippen“ bezeichnet werden können. Das schönste Beispiel liefert der vom Pizzo del Piatto di Rodi ostwärts gegen Fusio sich senkende Grat. Er hat die Form einer in der Fallrichtung des Hanges verlaufenden Mauer mit flachem Rücken. Wobei die Rückenfläche einer frühern Oberfläche des Hanges entspricht. Die eigenartige Form ist in groben Zügen schon aus der topographischen Darstellung ersichtlich.

II. Lokalmoränen (q l).

Die Ablagerungen der Lokalgletscher sind oft weit besser erhalten als die der Hauptgletscher. Besonders instruktiv sind die Moränen der zahlreichen südlichen Zuflüsse zum Tessingletscher. Einige davon zeigen wohl erhaltene Endmoränen. So der Piumognagletscher, der Gletscher der Alp Prato ob Piotta und der Vallenggiagletscher. Errechnet man die Höhe der Schneegrenze dieser drei Gletscher, so erhält man ziemlich übereinstimmend zirka 1900 m. Dies entspricht dem *Bühlstadium*. Die gut entwickelten Moränen der Alp Sologna am Ostfuss des nun völlig eisfreien Pizzo di Sologna im Bavonatal gehören zum gleichen Stadium. Der Hauptgletscher des Tessintales muss zu dieser Zeit schon bis etwa All'Acqua zurückgegangen sein, denn der Vallenggiagletscher hat seine Stirnmoräne am Boden des Tessintales abgelagert, wie an den quer über den Talboden vorgeschobenen mächtigen Wällen bei Selva und Motta gegenüber Ronco sehr schön zu sehen ist. Die Seitenmoränen der Lokalgletscher überlagern die ältern Seitenmoränen des Hauptgletschers, wobei sich ihre Richtungen rechtwinklig kreuzen. Besonders schön zeigt dies die wohlerhaltene rechte Seitenmoräne des ehemaligen Cavagnogletschers, welche westlich von den Alphütten von Stabbiascio (P. 1903 m südlich von All'Acqua) die Längsterrasse des Haupttales mit ihren Moränenresten quert. Ähnliche Bilder geben die Ablagerungen der Lokalgletscher der Alpen Formazzora,

Cristallina, Ruino, Val Pozzola etc. Der Piumognagletscher schiebt seine mächtigen Stirnmoränen zwischen Prato und Cornone ebenfalls bis ins Haupttal vor.

Spätere Rückzugsstadien sind besonders gut am Gletscher der Alpe di Formazzora (Val Doggia) erhalten. Die neuen topographischen Aufnahmen in 1:10,000 geben hiervon eine prächtige Darstellung. Der Moränenbogen unterhalb Val Doggia gehört wohl dem *Gschnitzstadium* an. Lautensach rechnet zu diesem Stadium auch die Endmoränenwälle von Cantone dei Vitelli südlich vom Campolungopass. L. Krige vermutet, dass ein nach Westen gekrümmter Moränenwall am Boden des Lago Ritom liege.

Jura.

Zur Juraformation wurden die dunkeln, meist kalkreichen Phyllite, die sogenannten „*Bündnerschiefer*“, gerechnet, die von den Granitgneisen und Glimmerschiefern in der Regel durch die charakteristischen Triasgesteine getrennt sind.

Zur Deutung der „Kalkphyllite“ (Bündnerschiefer) als Jura führt lediglich die petrographische Analogie und der tektonische Verband mit den gleichartigen Bildungen in benachbarten Gebieten. Zu einer positiveren Bestimmung des Alters fehlen im Kartengebiet charakteristische Fossilien völlig. Die nächsten Fundstellen bestimmbarer *Versteinerungen* sind der Nufenen einerseits, das Skopigebiet anderseits. Die im Simplongebiet fossilführende Zone der Kalkphyllite: Ritzhörner-Faulhorn-Nufenen endigt bei Cruina im obern Bedrettal zwischen Triasgesteinen auskeilend und erreicht unser Kartengebiet nicht. Innerhalb unseres Kartengebietes habe ich Fossilreste nur mikroskopisch aufgefunden, und zwar in schwarzen, hornfelsartigen Phylliten, die das Hangende der bei All'Acqua am Tessin anstehenden Trias-Rauhwaacke bilden. Es sind schwarz pigmentierte, sphärische Gebilde, die als *Radiolarien* angesprochen werden können. L. Krige erwähnt aus dem Pioratal einen *Echinodermenrest* in einem zur Bündnerschieferzone gehörenden Sericitmarmor (l. c. pag. 648). Bernhard Studer hat bei Fontana im Bedrettal Blöcke mit Belemniten gefunden (Mém. soc. géol. de France, 2^e sér., t. I, 1844, pag. 323), von denen er vermutet, dass sie aus den Schluchten oberhalb Fontana stammen. Da ich bei meinen Aufnahmen in den in Frage kommenden Schluchten weder die typischen Nufenengesteine noch Belemniten gefunden habe, muss ich annehmen, dass die fraglichen Blöcke vom Nufenen nach Fontana erratisch verschleppt worden sind.

Die Bündnerschiefer bilden in ihrer Gesamtheit hochmetamorphe Umwandlungsprodukte mergeliger Sedimente. Ihr Aussehen ist im einzelnen verschieden, je nach ihrem chemischen Bestand. Bald liegen mehr kalkreiche, meist etwas sandige Mergel und Kalke vor. Die entsprechenden Gesteine sind dann mehr hellgraue, *kalzitrische Phyllite* und *plattige Marmorkalke*. Bald zeigen sich Übergänge in Tonmergel und mergelige Tone. Mit dem Tongehalt mehrt sich häufig auch das kohlige Pigment, so dass sich *schwarze, glimmerreiche, granat- und stanrolithführende Phyllite* und *hornfelsartige Gesteine* herausbilden. Oder endlich das Ausgangsmaterial bilden stark sandige Mergel mit Übergängen in Sandstein. Dem entsprechen *quarzitische Kalkphyllite* und *Quarzite*. Diese psammitische Fazies der „Bündnerschiefer“ stellt sich ganz besonders in den stratigraphisch tiefern Teilen ein und dürfte stellenweise unmerklich in die zur Trias gehörenden Bildungen überleiten. Dies gilt besonders für die faziellen Verhältnisse im Cavagnoligebiet.

Die grosse Mannigfaltigkeit der Bündnerschiefer in petrographischer Hinsicht illustrieren die eingehenden Beschreibungen von L. Krige (l. c. pag. 592—651).

In denjenigen Komplexen der „Bündnerschiefer“, die als schmalere Einfaltungen zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteinen liegen, ist der sedimentäre Charakter stark verwischt. Der Habitus ist mehr gneisartig infolge vollkommenerer Kristallisation der Bestandteile. So in den Schuppungen am Südrand der Bedrettomulde, in den Zweigmulden von Fusio und Campo (Bavona), sowie in der isolierten Teilmulden am Pizzo Massari.

I. Kalkphyllite (S g).

Die Kalkphyllite bilden weitaus den grössten Teil der mesozoischen Sedimente des Kartengebietes.

Als Typus dieser Gruppe können die Gesteine gelten, die durch den Leerlaufstollen des Tremorgiowerkes besonders schön frisch aufgeschlossen sind: Es sind graue Phyllite mit silberglänzendem, glimmerbedecktem Hauptbruch. Der Querbruch ist fein- bis grobbändrig, in dem Lagen und flache Linsen von Kalzit- und Quarzausscheidungen die graue Hauptmasse in wechselnder Menge durchziehen.

Der *mineralische Bestand* des Gesteins ist ein granoblastisches Gemenge von Kalzit, Quarz, einem hellrötlich braunen, phlogopitähnlichen Glimmer und Muscovit. Dazu gesellt sich sehr oft ein basischer Plagioklas (Andesin-Labrador), der in grossen Porphyroblasten als Matrix die übrigen Gemengteile einschliesst und durch seine rastrierten Spaltflächen dem Gestein im Querbruch fleckenweise einen feinen Seidenglanz verleiht.

Der Bestand der nur untergeordneten Mineralkomponenten der Kalkschiefer ist mannigfaltig und wechselnd. Ziemlich verbreitet wurden beobachtet: Turmalin, Rutil und Pyrit, ferner Epidot, Zoisit, Titanit, Zirkon, Magnetit, Magnetkies und Skapolith. Die Skapolithisierung der Kalkschiefer am Riale Fog hängt mit der Ausscheidung dieses Minerals in Klüften zusammen.

Die *Textur* der Kalkphyllite ist in der Hauptmulde (Bedrettomulde) vorwiegend ebenschiefrig, während in den Teilmulden Fältelung vorherrscht. Hohe Intensität erreicht diese besonders in den Kalkphylliten des Bavonatales.

Diese *Feldspathisierung* der mesozoischen Kalkphyllite, die im Simplongebiet nur vereinzelt beobachtet wurde, ist im Maggiagebiet weit verbreitet. Sie herrscht namentlich in den südlichen Muldentteilen und scheint mit der soeben erwähnten Änderung der Textur Hand in Hand zu gehen.

Die *chemische Zusammensetzung* eines typischen Kalkphyllits wird durch Analyse 16 der Erläuterungen Nr. 6 zur geologischen Karte der Simplongruppe wiedergegeben. Sie entspricht einem kalkreichen, sandigen Mergel. Unter den von L. Krige (l. c. pag. 650) zusammengestellten Analysen können die Nummern 19, XV, XVIII und XIX in die hier besprochene Gruppe eingereiht werden. Der von U. Grubenmann analysierte „Kalkglimmerschiefer“ aus dem Canariatal (Nr. XIX der Tabelle Krige) entspricht einem fast tonfreien sandigen Kalkstein. Nr. XV neigt zu den Tongesteinen unserer II. Gruppe.

Die starken Schwankungen in der Zusammensetzung treten im äussern Habitus der Kalkphyllite, der ein recht einheitlicher ist, sehr wenig auffällig in Erscheinung.

II. Granatführende graue und schwarze Phyllite (S gr).

Den Kalkphylliten der Bündnerschiefer sind an vielen Stellen unregelmässig in der Masse verteilt untergeordnete Lagen von kalkärmeren, mehr tonigen Sedimenten eingeschaltet, die bei reichlicher Entwicklung von Granat ein knollig-schiefriges, knotig-flasriges oder massig-hornfelsartiges Aussehen haben. Durch Graphitoid intensiv schwarz gefärbte Gesteine dieser Art sind speziell dem obern Bedrettotal eigen. Hierher gehören die fossilführenden *schwarzen Phyllite* von All' Acqua. Ferner ein grosser Teil der zusammenhängenden Granatphyllitzone, die auf etwa 2000 m Höhe rechts über dem Tessin die Alpen Vallengia, Folcra, Cristallina und Ruino durchzieht.

Im Gebiet des Pizzo Cristallina und in der isolierten Teilmulde des Pizzo Massari finden sich feinkörnige, kalzitreichere *Granat-Hornfelse* von bräunlich grauer, ins Violett spielender Farbe. Stellenweise finden sich darin scharfumgrenzte Einschlüsse von Kalzit, die man versucht ist, als Reste von Fossilien zu deuten. Echinodermenstrukturen sind bis jetzt darin nicht gefunden worden.

Anderseits entwickeln sich lokal durch Anwachsen der Granaten grobknollige, konglomeratartig aussehende Gesteine, in denen die sericitumschmiegt, bis stark nussgrossen Granaten drastisch hervortreten. Der Gipfel des Pizzo Folcra besteht aus solchen *Knollen-Granatschiefern*.

Der *Mineralbestand* dieser Granatphyllite und Hornfelse ist folgender: Das Grundgewebe besteht wesentlich aus Quarz und Muscovit oder einem farblosen, kleinaxigen Glimmer (Sprödglimmer?). Kalzit tritt in den normalen Granatphylliten stark zurück. Dazu kommt das kohlige Pigment, das bei gleichmässiger Verteilung die übrigen Componenten verhüllt. Meist jedoch bildet es nur lose, oft mit dem ganzen Grundgewebe intensiv gefaltete Streifen.

Als Porphyroblasten, die das gefaltete Grundgewebe einschliessen (Helizitstrukturen), treten vor allem rötliche Granaten auf, die, soweit bestimmt, sich als Almandin erwiesen.

Als weiterer Porphyroblast findet sich regelmässig Biotit in glänzenden, oft quer zur Schieferung gestellten Blättchen, die durch ihre auffällige Härte und geringe Elastizität den Sprödglimmern gleichen.

Ziemlich häufig tritt auch Staurolith als Porphyroblast auf. In pigmentfreien Granatphylliten, wie sie auf der Alp Folera vorkommen, werden die Staurolithe als gelbliche Flecken im grauen Gestein sichtbar.

Von weitem Gemengteilen wurden beobachtet: Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit, Hornblende, Plagioklas, Disthen, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Magnetit in geradlinigen, von Quarzausscheidungen umsäumten Stengeln und Pyrit.

Bemerkenswert ist das *Auftreten bestimmter Gemengteile in besondern geologischen Regionen*.

Ein Teil der genannten Mineralien ist auf die südlichen Teilmulden beschränkt. Basischer Plagioklas (bis Labrador-Bytownit) bildet einen Hauptbestandteil in den Granatphylliten und Granathornfelsen der Muldenzüge von Naret-Val Torta, Campo im Bavonatal und vom Pizzo Massari, wie er ja auch in den Kalkphylliten dieser Zonen heimisch ist. Besonders schöne Plagioklasporphyroblasten mit prachtvoller Helizitstruktur zeigt der Granatphyllit von Pianazzo (Campo, Bavonatal).

Der Disthen hat ein ähnliches Verbreitungsgebiet wie der basische Plagioklas, auch Rutil, Zirkon und Apatit sind bis jetzt nur in den Teilmulden gefunden worden. Durch Vorherrschen des Disthens unter den Porphyroblasten sind die *Disthen-Granat-Hornfelse* des Pizzo Massari ausgezeichnet, die ebenfalls reichlich Plagioklas führen.

Hornblende tritt selten auf, und zwar als grosse Porphyroblasten, die auf den Schieferflächen kreuz und quer liegen, ganz ähnlich wie in dem „Hornblendegarbenschiefer“ der Tremolaserie. Oft sind die Hornblendengesteine begleitet oder gänzlich ersetzt durch einen biotitähnlichen, etwas spröden Glimmer, der auch selbständige Porphyroblasten bildet mit quer zur Schieferung gestellten Spaltflächen. Fundorte dieser *mesozoischen „Hornblendegarbenschiefer“* sind: Der Waldhang zwischen Osasco und Pianazzo auf zirka 1450 m Höhe, ferner die Abhänge westlich vom Gipfel des Pizzo di Vespero auf 2260 m Höhe, sowie die Südhänge desselben Gipfels.

In ihrer typischen Ausbildung zeigen diese mesozoischen Granatphyllite des Maggiagebietes eine weitgehende Übereinstimmung mit den „hornfelsartigen, granatführenden Schiefer“ in den Bündnerschiefern des Simplongebietes. Die *chemische Zusammensetzung* dieser letztern zeigen die Analysen 19—21 der Erläuterungen zur Simplonkarte (pag. 68). Demnach liegen die Umwandlungsprodukte typischer Tongesteine vor, die sich prinzipiell unterscheiden von den aus Kalkmergeln hervorgegangenen „Kalkphylliten“, vor allem durch den viel niedrigeren Kalkgehalt, der zugunsten des Tongehaltes zurücktritt, den hohen Eisengehalt, der im Almandin namentlich gebunden ist und den für Tonschiefer so charakteristischen beträchtlichen Kaligehalt.

Die von C. Schmidt gegebenen Analysen Nr. 3—6 von Granathornfelsen aus dem Pioratal (C. Schmidt, Beiträge, XXV, 1891, Anhang, pag. 55) geben ein Bild der wechselnden Zusammensetzung dieser Gesteine entsprechend ihrer Verbindungsglieder mit den Kalkphylliten einerseits (Analyse Nr. 3) und ihrer mehr sandigen Fazies anderseits (Analyse Nr. 6 von U. Grubenmann).

Der grösste Teil der von L. Krige publizierten Originalanalysen von schwarzen Bündnerschiefern aus dem Pioratal bezieht sich ebenfalls auf Gesteine, die dieser tonreichen Gruppe der Bündnerschiefer angehören (l. c. pag. 650).

III. Staurolithführende schwarze Phyllite (S st).

Von den Granatphylliten unterscheiden sich die „Staurolithführenden Phyllite“ im wesentlichen nur dadurch, dass der Staurolith, der ja auch in vielen Granatphylliten zum mineralogischen Bestand gehört, in den Staurolithphylliten solche Dimensionen annimmt, dass er mit dem Granat rivalisiert und schon im Felde sich bemerkbar macht.

Ihr Vorkommen ist beschränkt auf die Südflanke des Bedrettotales in der Umgebung des Cristallinates. Sie schliessen sich aufs engste an die Granatphyllite an.

Als Typus mag das Gestein gelten, das zirka 500 m weit nördlich vom Naretpass am Kamm zum Madone, noch südwärts vom Lebendungeis ansteht und somit zur „Cristallinamulde“ gehört. Es ist ein schwarzgrauer, feinblättriger, seidenglänzender Phyllit, der von zentimetergrossen Staurolith- und Granatporphyroblasten durchspickt ist.

Mikroskopisch zeichnet sich das Gestein aus durch das Auftreten von Chloritoid mit dem charakteristischen Pleochroismus, sowie einem farblosen Sprödglimmer mit kleinem Axenwinkel.

IV. Quarzitisches Kalkphyllite und Kalkquarzite (S q).

Die stratigraphisch tiefern Teile der „Bündnerschiefer“ unsers Kartengebietes zeigen vielfach eine stark *psammitische Fazies*, in dem die Kalkphyllite nach unten ersetzt werden durch *quarzitische Kalkphyllite*, *Kalkquarzite*, *Serizitquarzite*, *quarzitische Sandsteine*, *Arkosesandsteine* etc. Diese Gesteine dürften stratigraphisch am ehesten mit den Quarziten des Sinemurien und Pliensbachien im Massiv des Torrenthorns parallelisiert werden (M. Lugeon, Beitr. Lfg. 30, N. S., Spezialkarte Nr. 60).

Ihre Entwicklung ist nicht in allen basalen Teilen der Hauptmulde gleichmässig. Besonders im Westteil der Bedrettomulde wiegt die psammitische Fazies vor. Gegen Osten nimmt sie ab. Südlich und südöstlich von Airolo ist der Südrand der Bedrettomulde ziemlich frei von quarzitischen Gesteinen. Dagegen stellen sie sich ganz im Osten, wo die Hauptmulde in die verschiedenen Teilmulden auskeilt, wieder häufiger im Dach der Triasablagerung ein.

Mächtig entwickelt sind quarzitisches Kalkschiefer in der Teilmulde von Piumogna. Auch fehlen sie in der Teilmulde von Fusio nicht. Auch die schmale Zweigmulde des Canariatales ist reich an quarzigen „Bündnerschiefern“. In der Mulde von Campo im Bavonatal setzt die Psammitfazies erst westlich von der Bavona ein und erreicht eine starke Entwicklung im Pizzo della Medola, der aus mächtigen, massig entwickelten Kalkquarziten sich aufbaut.

Frei von Quarzifazies ist dagegen die „Cristallinamulde“ mit ihren Zweigmulden.

Eine grosse Bedeutung erlangt die *Psammitfazies im Cavagnoligebiet*, d. h. der Gebirgsgruppe zwischen dem obern Bedrettotal und dem obern Bavonatal. Die tiefern Bündnerschiefer sind hier von mehreren mächtigen Kalkquarzitlagen unterbrochen. Aber auch die zwischenlagernden Schiefer erlangen durch ihren Quarz- und Biotitreichtum einen vom normalen Kalkphyllit abweichenden Typus. Auf der Simplonkarte ist dieser Typus als „Braune quarzige Schiefer mit Biotit“ besonders ausgeschieden. Diese Ausscheidung ist dort um so berechtigter, als diese „braunen Schiefer“ weiter westwärts im obern Formazza auch tektonisch eine selbständige Rolle spielen. Vom Giacomopass ostwärts ist dies aber nicht mehr der Fall, und so wurde für die Maggiagegend auf die Trennung der quarzreichen braunen Schiefer von den normalen Kalkphylliten mit denen sie durch alle denkbaren Übergänge verbunden sind, verzichtet.

Das Cavagnoligebiet zeichnet sich in fazieller Beziehung ferner noch dadurch aus, dass die Psammitfazies nicht nur auf die Basis der „Bündnerschiefer“ beschränkt bleibt, sondern auch auf die Trias und vielleicht sogar vortriadische Ablagerungen übergreift. Die sonst regelmässig an der Basis der Bündnerschiefer sich einstellenden typischen Triasgesteine fehlen hier streckenweise ganz, so zwischen dem Valeggia- und Cavagnoligletscher. An ihre Stelle treten marmorartige Kalkschiefer und quarzitisches Glimmerschiefer in mehrfachem Wechsel. Die Unterscheidung der zahlreichen Umwandlungsprodukte dieser verschiedenartigen quarzreichen Ablagerungen ist nicht leicht.

Die Kalkphyllite können durch Zunahme des Quarzgehaltes in quarzitisches Kalkphyllite übergehen, die den normalen äusserlich durchaus gleichen. Bisweilen aber nimmt mit dem Quarzgehalt eine mehr massige Struktur überhand neben Abnahme des Pigments, und es entstehen helle oft porös anwitternde Kalkquarzitmassen, die quarzigen Triasmarmoren gleichen. Aus solchen Gesteinen besteht z. B. das gewaltige Felshorn des Pizzo di S. Giacomo. Andererseits bilden sich serizitische Quarzitschiefer heraus, die von den triadischen und permischen „Quarzreichen, hellen Glimmerschiefen“ schwer zu unterscheiden sind. Dazu kommt noch die Möglichkeit tektonischer Einwaltungen der ältern Gesteine in die jüngern.

Besondere Erwähnung verdienen noch die auf der Karte nicht besonders ausgeschiedenen *Arkosesandstein-Quarzite*. Solche Gesteine fand ich als Einlagerung im Kalkschiefer am untern Teil des Felssporns, der vom Punkt 2750 der Loita delle Camoscie in die Schutthalden des Val di Ruino hinabtaucht. Die hellgrauen, ziemlich massigen, wenig schiefrigen Gesteine bestehen wesentlich aus Quarz, Kalzit, Muscovit und Orthoklas. Diese Gemengteile bilden eine feinkörnige „Grundmasse“, in die eingestreut dem blossen Auge glashelle Quarzkörner, Orthoklasspaltstücke und kleine Linsen dunkelgrauen Dolomitgesteins auffallen.

Die grauen gneisartig aussehenden und vom dunklen Kalkphyllit scharf sich abhebenden Schichtbänke, die dem Besteiger des Ponc. di Vespero auffallen, da sie den obersten Teil des Ostgrates bis nahe zum Gipfel bilden, haben ganz dieselbe Zusammensetzung wie die eben beschriebenen Arkosesandsteine vom Val di Ruino. Sie führen gleichfalls vereinzelte Bruchstücke dunkelgrauen Dolomits, sind also ebenfalls polygener Natur und stehen zweifellos mit den Konglomeratschichten des Vespero genetisch in engster Beziehung.

V. Konglomerate und Blockschichten im Bündnerschiefer.

Die mesozoischen Phyllite der Bedrettomulde enthalten auf der Südseite des Bedrettotales mehrere Einlagerungen eigentümlicher Konglomeratschichten. Dieselben sind oft begleitet von Kalkquarziten und Arkosesandsteinen der basalen Bündnerschiefer oder von Marmoren, die zur Trias zu stellen sind. An manchen Stellen erhält man den Eindruck, dass die Konglomeratschichten von den Sandsteinen und Marmoren faziell vertreten werden. Stratigraphisch sind sie demnach zur Trias, oder doch an die Basis der jurassischen Bündnerschiefer zu stellen. Das bedeutendste dieser Konglomeratlager durchzieht die Valle Marscia im obern Maggialtal und lässt sich von hier dem Nordhang der Loita delle Camoscie entlang quer durch die Alp Cristallina bis ins Vallenggiagebiet hinein verfolgen.

Von den Konglomeraten im Simplongebiet, sowie denen von Campo im Bavonatal unterscheiden sich die Konglomeratschichten im Bedrettotal in ihrer geologischen Situation dadurch, dass sie mitten im Hauptstamm der Bündnerschiefer auftreten in mehreren, von mächtigen Bündnerschiefermassen getrennten Lagern. Ich bin der Ansicht, dass diese Verteilung der Konglomerate nicht stratigraphisch begründet ist, d. h. durch periodische Wiederkehr derselben Fazies, sondern auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden muss. Wir haben es wahrscheinlich mit mehrfacher Wiederholung derselben Schichtglieder durch mächtige Schuppung zu tun. Dies würde auch teilweise die stupende Mächtigkeit der Bündnerschiefer erklären.

Die schönsten Aufschlüsse in diesen merkwürdigen Gesteinen finden sich im obersten Teil der *Valle Marscia* oberhalb Garzonera, da wo das Tälchen die Senke im Kamm zwischen Ponc. di Vespero und der Loita della Camoscie trifft.

Die einzelnen Rollstücke der Konglomeratschicht schwellen hier zu gewaltigen Dimensionen an. Bis kubikmetergrosse Blöcke sind nicht selten, so dass förmlich Blockschichten entstehen. Die Lagen grober Konglomerate wechseln mit quarzitisches Sandsteinen und feinkonglomeratischen Schichten. Die grössten Blöcke sind meistens Granitgneise, Augengneise, wie sie in den peripheren Teilen des Maggialappens allgemein verbreitet sind. Ferner auch feinkörnige Aplitgesteine. Unter den feinern Konglomeraten findet man Quarzgerölle, sowie dunkelgrauen, zuckerkörnigen Dolomit.

Die Abrundung der Stücke ist teilweise eine unvollkommene. Dies sowie die Dimensionen der Blöcke sprechen für einen ganz kurzen Transport des Materials bei der Bildung der Ablagerung.

Das Bindemittel zwischen den Konglomeraten entspricht seiner Zusammensetzung nach durchaus den oben beschriebenen Arkosesandsteinen.

Nach dem Gesagten hätten wir diese Konglomeratschichten aufzufassen als eine *besondere Fazies* der an der Basis der „Bündnerschiefer“ des nördlichen Tessin weitverbreiteten detritischen Ausbildung der Sedimente. Für ihre Altersbestimmung ist wichtig, dass sie neben prätriadischen kristallinen Gesteinen auch zuckerkörnigen Dolomit der Trias enthalten.

Analoge Bildungen ähnlichen Alters sind im Simplongebiet bekannt. Vor allem sind zum Vergleich die Triasschichten ob dem *Obersee am Hohsandschneise* heranzuziehen. Hier finden wir ein *polygenes Konglomerat über Triasmarmor* an der Basis der Kalkschiefer aufgeschlossen.

Zur selben Stufe gehören wahrscheinlich die von *Holst Pelekan* (Dissertation, Zürich 1913, pag. 73) gezeichneten *Dolomitgerölle im „Quartenschiefer“* des Skopigebietes. (Vgl. auch P. Niggli und W. Staub, Beiträge, XLV, pag. 69.)

In genetischer Beziehung sind für den Vergleich der Blockschichten in der Valle Marcia besonders wichtig die *Konglomerate zwischen Triasdolomit und Rofnaporphyr*, die bei *Canicul* (Avers, Graubünden) so schön aufgeschlossen sind. Sie haben eine unsern Blockschichten im Bedretto durchaus ähnliche Zusammensetzung: Augengneis, Quarzit, Dolomit, und stehen ihnen an Grösse der Rollstücke nur wenig nach.

Aus den Dimensionen der gerundeten Blöcke im Valle Marcia müsste man auf eigentliche Küstenkonglomerate schliessen. Bei tektonischen Erklärungsversuchen wäre an Gesteinsverknüpfungen im Sinne von Königsberger oder an Mylonitbildung zu denken. Dass die Geröllschichten von der Gebirgsfaltung intensiv mechanisch bearbeitet sind, lässt sich nicht leugnen. Weitere Untersuchungen sind wünschenswert. Nach dem Beobachtungsmaterial, das mir bis jetzt vorliegt, möchte ich für die Erklärung der Blockschichten im Bedrettotal der Annahme einer primären Konglomeratablagerung den Vorzug geben.

Trias.

Die auffallenden Gesteine marin-lagunärer Bildung: *Dolomit, Gyps, Rauhwacke*, die auf der Grenze von Bündnerschiefer und ältern kristallinen Gesteinen durchs Oberwallis hinaufziehen und über den Nufenen ins *Bedrettotal* eintreten, sind zuerst von *H. Gerlach* (Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. XXIII, 1869) zur Trias gerechnet worden, gestützt auf die Arbeiten von Favre und Lory, die als erste die Rauhwackenbildungen in den Savoyer Alpen der Trias beizählten.

Ihre stärkste Entwicklung erlangen diese Bildungen im *Canariatal*, dessen gewaltige Gypsstöcke in der ältern Literatur schon viel genannt worden sind. Mächtige Rauhwackezüge ziehen vom Canariatal als Begleiter des Bündnerschieferkerns der *Pioramulde* und weiter ostwärts als Muldenkern bis zum Skopi.

Südwärts von der Hauptmulde fehlen mancherorts Gyps und Rauhwacke als Triasvertreter an der Basis der Bündnerschiefer. An ihre Stelle treten *Dolomit* oder *marmorartige körnige Kalke*.

In der einen oder andern Form finden wir die Triasbildungen regelmässig die Bündnerschiefer in die kühnsten Faltenwürfe begleiten und sie von verschiedenartigen ältern kristallinen Bildungen trennen. Das Ende einer aus Mesozoikum bestehenden Spitzfalte besteht in der Regel aus Triasgesteinen.

Am *Nordbogen des Maggialappens* sind die Triasbildungen, verglichen mit der Zone Airolo-Canaria-Piora, nicht sehr typisch. Dolomit und Rauhwacke sind seltener, die Trias überhaupt wenig mächtig, wohl infolge intensivster Verzerrung durch Faltung, die anderseits oft mehrmalige Wiederholung derselben Triaslagen übereinander bedingt.

Die den *Lebendungneis* beiderseits begleitenden Triasbildungen sind in der oben (Seite 49) beschriebenen *Psammitfazies* entwickelt und von den entsprechenden Schichten am Nordflügel der Bedrettomulde stark verschieden. Die zuckerkörnigen Dolomite vom Lago Sfunda und Lago Bianco

verknüpfen jedoch diese Psammittrias mit der Haupttriaszone im Bedretto durch das Bindeglied der Campolungodolomite. In der Campolungotrias sind Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit vereinigt, während der Psammitfazies die Rauhwacke fehlt.

Der Airoleser Trias in der Ausbildung näher stehend ist dagegen wieder der Triasbogen am *Nordrand des Campo-Tencia-Lappens*. Hier haben wir die auffallenden, schneeweissen, *zuckerkörnigen Dolomite des Campolungo*. Ihre Zugehörigkeit zur Trias hat *F. Rolle* (Beiträge XXIII, 1881, pag. 19) aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im Avers hergeleitet. *A. Heim* parallelisierte sie in seinen schon 1871—85 aufgenommenen Profilen (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, 1891, Tafel 1, Nr. 2) mit dem Rötidolomit und stellt sie damit ebenfalls zur Trias. Die durch die vorliegenden Aufnahmen klargelegten tektonischen Beziehungen der Campolungodolomite zu den Triasbildungen am Nordrand der Bedrettomulde zeigen die Zugehörigkeit beider Gesteinsgruppen zur selben Formation noch evidenter.

I. Quartenschiefer (Q).

L. Krige (l. c. pag. 522) hat fürs *Pioragebiet* einen zwischen Rauhwacke und Bündnerschiefer liegenden Schichtkomplex von der übrigen Masse der Bündnerschiefer abgetrennt und als *Quartenschiefer* kartiert. Es sind grünliche, graue Glimmerschiefer und Phyllite sowie helle Dolomitglimmerschiefer und weisse Quarzitbänke. Während sie im Pioratal in starker Entwicklung regelmässig im Dach der Rauhwacke sich einstellen, erreichen sie im Canariatal nur wenige Meter Mächtigkeit und scheinen westlicher zu fehlen.

Der *Riale di Berri* entblösst diese Quartenschiefer im Nordschenkel der Canariamulde, wo dieselben als Einlagerung in der jüngsten Rauhwackeschicht auftreten.

Es sind vorwiegend dunkle, kalkreiche, vielfach quarzitischeschiefer, wechselnd mit groblättrigen Biotit- und Zweiglimmerschiefern sowie Einlagerungen von Marmor, Rauhwacke und zuckerkörnigem Dolomit. Querklüfte in den Schiefern sind skapolithführend. Ferner sind dem Komplex granathaltige Sericitschiefer eingelagert, die mit den prätriadischen Gesteinen der Tremolaserie grosse Ähnlichkeit haben.

II. Körniger Kalk, Marmor (M).

Wo Gyps, Rauhwacke und Dolomit fehlen, stellen sich in der Regel zwischen Bündnerschiefer und den prätriadischen kristallinen Massen die marmorartigen, körnigen Kalke ein.

Ausnahmsweise findet man auch grobkristallinen Kalk in schlierenartigem Wechsel mit zuckerkörnigem Dolomit. So z. B. in der Marmorlinse auf der Alpe di Ravina ob Airolo, östlich vom Punkt 1835.

In den Fällen, wo die körnigen Kalke mit Gyps und Rauhwacke zusammen vorkommen, derart, dass man aus den Lagerungsverhältnissen Schlüsse auf ihr relatives *Alter* ziehen kann, erscheinen die körnigen Kalke als die jüngere Formation. Die Umgebung von Airolo liefert dafür Beispiele: Der Weg von Airolo nach Nante, der aus dem Bündnerschiefer in die Trias eintritt, durchschneidet zuerst körnigen Marmorkalk, dann Rauhwacke, dann Gyps. Die Aufschlüsse am Tessinufer unter dem Bahnhof Airolo lassen auf dieselbe Schichtenfolge am Nordschenkel der Canariamulde schliessen.

Der zuckerkörnige Dolomit dagegen erscheint, in den Aufschlüssen am Campolungo wenigstens, als eine ältere, unter der Rauhwacke liegende Bildung.

Die körnigen Kalke bestehen teilweise fast rein aus kohlensaurem Kalk. Häufiger sind sie glimmerführend. Grünlicher Biotit und Muscovit herrschen vor. Bei reichlichem Biotitgehalt gleichmässig dunkel gesprenkelter, massiger Marmor findet sich bei Garzonera. Von gefalteten dunkeln Biotitlagen durchzogen erscheint der Marmor von Gheiba im Pecciatal. Der sonst glimmerfreie, bläulichweisse Marmor im Profil Airolo-Nante enthält kleine Schüppchen von Talk.

Die körnigen Kalke sind von zahlreichen Gesteinsarten in untergeordneten Massen begleitet, die weder zum Bündnerschiefer noch zu den prätriadischen Gesteinen gehören, sondern eine cha-

rakteristische Gefolgschaft der Marmore bilden. Sie sind nicht besonders ausgeschieden, sondern mit den körnigen Kalken zusammen in der Farbe der Trias angegeben worden. Von solchen untergeordneten *Begleitgesteinen* der körnigen Kalke sind zu nennen: Zuckerkörniger, massiger Dolomit in kleinern Linsen und Lagern, gelblicher wohlgeschichteter Dolomit und dolomitischer Kalk, rostige gelbbraune Sericitschiefer. Häufig sind quarzreiche Gesteine: Braune quarzreiche Kalke und eigentliche Quarzite. Plattige quarzitische Kalkphyllite findet man stellenweise in Wechsellagerung mit dem körnigen Kalk an dessen oberer Grenze. Quarzitische Schiefer vertreten den Triaskalk ganz z. B. bei Corte della Fontana ob Fusio.

Eine bemerkenswerte petrographische Konstanz weitentfernter tektonisch gleichartiger Gebirgsglieder zeigt das Vorkommen weisser Sericitschiefer mit grossen Granat- und Staurolithkristallen an. Dieses auffällige, schöne Gestein findet sich in den Nordostabstürzen der Pizzo della Rossa im Pecciatale an der Basis des Triasmarmors, anderseits aber auch in völlig übereinstimmender Ausbildung am Gipfel des Pizzo Teggiolo über dem Simplontunnel, ebenfalls an der Basis des Triasmarmors den Antigoriogneis überlagernd.

Den biotitführenden Marmoren von Gheiba im Pecciatal sind ganz kleine Linsen (einige cm dick) von oxydischen *Manganerzen*, begleitet von Rhodochrosit, eingelagert.

III. Zuckerkörniger Dolomit (D).

Als Typus dieser Gesteinsart („zuckerartiger Dolomit“ nach Studer) mag der durch seine Mineralien berühmte *Dolomit des Campolungo- und Cadonighinopasses* (2141 m) gelten. Die gegen 200 m mächtige Dolomitschicht bildet weithin leuchtende, weisse Felspartien, und die Rinnsale in ihrer Umgebung sind von schneeweissem, feinem Dolomitsand erfüllt. Untergeordnet kommen auch, heller oder dunkler mausgraue und hellgelbliche Varietäten vor mit ganz unregelmässig durch den kompakten Dolomit verlaufenden Farbgrenzen. Die dunklern Gesteine sind nach G. Linck reicher an kohliger Substanz und flüchtigen organischen Produkten.

Neben dem reinen Dolomitgestein sind es namentlich noch zwei Gesteinstypen, die im Felde auffallen: Der *Tremolit-Dolomit* und der *Phlogopit-Dolomit*. Die gelblichen phlogopitreichen Dolomitschichten treten wegen ihrer grössern Widerstandsfähigkeit als scharfe Rippen hervor. So besonders in dem schönen Profil des Cadonighinopasses (Punkt 2141).

Der Dolomit vom Campolungo, der stellenweise durch eine eigenartige Biegsamkeit sowie durch Triboluminescenz auffällt, ist vielfach beschrieben und auch analysiert worden (analysiert von Leopold von Buch, Lavizzari, Linck). Nach diesen Untersuchungen enthält das Gestein die Carbonate CaCO_3 und MgCO_3 nahezu in den Proportionen des Normaldolomites. An manchen Stellen wiegt indessen CaCO_3 vor.

Über den *Dolomit des Campolungo als Minerallagerstätte* orientiert J. Königsberger (Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXVI, pag. 517; 1908).

Innerhalb des *Triasgürtels*, der den *Campo-Tencia-Lappen* umfasst, dehnt sich der zuckerkörnige Dolomit nur zwischen dem Piumognatal und der westlich vom Campolungopass gelegenen Alp Pianascio aus. Weiter westlich bis Mogno ist nur mehr Rauhwanke allein der Repräsentant der Trias. Dort fehlen also die ältern Glieder der Trias, nämlich der zuckerkörnige Dolomit und der Quarzit, welche am Campolungo das Liegende der Rauhwanke bilden.

Im gegenüberliegenden, *nördlichen Muldenschenkel der Bedrettomulde* ist der zuckerkörnige Dolomit ebenfalls, wenn auch in geringerer Mächtigkeit, vertreten. Er bildet ein, zwischen den grossen Schuttkegeln unterbrochen sichtbares Band, das von *Prato bis Ambri* am Fusse des Steilhanges sich hinzieht. Hier zeigt der Dolomit mitunter Breccienstruktur, wobei die Bruchstücke durch Kalkstein verkittet sind. Tremolit findet sich im Gestein in feinfasrigen, seidenglänzenden Rosetten.

In der Trias des *Bedrettotales* wird ebenfalls hie und da zuckerkörniger Dolomit beobachtet, in kleinen Mengen die Rauhwanke lager begleitend (Schiavo, Riale di Berri).

Die ganze *Triasumrandung des Sambucoteillappens* führt zuckerkörnigen Dolomit in einzelnen abgequetschten Linsen. Den Triasbildungen zwischen Bedrettomulde und *Lebendungneis* scheint er gänzlich zu fehlen. Dagegen stellt er sich in der „*Cristallinamulde*“, welche die Bedrettomulde mit der Mulde von Campo (Teggiolomulde) verbindet, wieder ein: Zuckerkörniger phlogopitführender Dolomit zeigt sich in geringer Menge südlich vom Naretpass. Und ferner bildet er die markante Felsrippe in dem bemerkenswerten Profil am Südufer des Lago Sfundau (Sciundrau der Karte). *Fritsch* erwähnt von dieser Stelle Skapolith?—Pseudomorphosen.

Auch im Südschenkel der *Teggiolomulde* östlich ob Campo habe ich zuckerkörnigen Dolomit noch beobachtet, während dagegen die mächtigen Triasmarmore des Pizzo di Castello aus grobkörnigem Kalk bestehen.

IV. Zellendolomit, „Rauhwanke“ (R).

Die in unserm Kartengebiet vorkommende Rauhwanke ist ein tuffartig aussehendes, gelbbraunes, cavernöses, von Talkschrüppchen silberflimmerndes Gestein. Die Zellenwände bestehen wesentlich aus kohlenurem Kalk. Die eckigen Zwischenräume sind an der verwitterten Oberfläche meist Höhlungen. Im Innern der Gesteinskörper sind sie in der Regel gefüllt mit Dolomitpulver, Talkblättern, Chlorit oder auch zuckerkörnigem Dolomit. Das ganze Gestein wäre wohl richtiger als „Zellenkalk“, statt dem gebräuchlichen „Zellendolomit“ zu bezeichnen.

Nach der Hypothese von *Alphonse Favre* (Mont-Blanc, t. III, pag. 441, Paris, Genève 1867) ist die Rauhwanke aus dolomitischem Salzgestein „une Dolomie intimement mélangée avec une substance soluble telle que du sel“ hervorgegangen. *L. Krige* vermutet Gyps als lösliche Substanz. Nach seinen Untersuchungen enthalten die verwitterten Rauhwancken des Pioragebietes regelmässig etwas Sulfat. *A. Heim* (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, pag. 19) hält für wahrscheinlich, dass lediglich die Art der Verteilung der Dolomit- und Kalzitsubstanz die Rauhwankebildung als Verwitterungserscheinung bedinge. Die Strukturen mancher Dolomite unseres Gebietes sprechen durchaus für diese Ansicht.

Die Rauhwanke ist ein ständiger Begleiter der Gypslager. So ist es im Bedrettototal und besonders auffällig im Canariatal, wo Gyps und Rauhwanke in der Mächtigkeit von mehreren 100 Metern aufgeschlossen sind.

Südlich von der Bedrettomulde ist Gyps nicht mehr beobachtet worden, wohl aber Rauhwanke. Sie schliesst sich hier aufs engste an den zuckerkörnigen Dolomit an. Nicht selten repräsentiert die Rauhwanke ganz allein die Triasformation, ganz besonders in den äussersten Endigungen der zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteine eingeklemmten mesozoischen Mulden. So besonders in den Muldenzweigen die das Piumognatal durchqueren. Die Mulde von Fusio endet südlich Mogno ebenfalls in Rauhwanke. Endlich sei noch die Rauhwanke am Lago Nero erwähnt, die offenbar das abgequetschte Ende einer in den prätriadischen Gneisen verlorenen Triasmulde darstellt.

Von Gesteinen, die in untergeordneten Massen mit der Rauhwanke enge verknüpft sind, so dass Übergänge vom einen Gestein ins andere beobachtet werden, oder von solchen, die die Rauhwanke häufig begleiten, aber auf der Karte unter der Signatur der Rauhwanke subsummiert sind, seien folgende erwähnt: gelbe, schichtige Dolomite ohne oder mit nur vereinzelt Zellen, mit deren Zunahme in Rauhwanke übergehend. Plattige Glimmerdolomite (besonders am Kirchhügel von Cornone). Gelbe Dolomitsande und weicher, gelber Dolomitmulm, stellenweise chloritführend und in Chloritmulm übergehend. Grössere Massen dolomitischen Mulms sind besonders beim Stassenbau Airolo-Fontana angeschnitten worden, wo der Mulm durch den Grundmoränenlehm, vor der Abtragung geschützt war. Ferner sind zu nennen: grüne, feinschichtige, chloritische Schiefer (entsprechend den „chloritischen Schiefen“ in der Trias der Simplonkarte), chloritische Tremolitschiefer (Mogno), verkieselte Rauhwanke, tremolitführender Kalkquarzit und Strahlsteinquarzite.

V. Gyps (G).

Nur der *Nordschenkel der Bedrettomulde* sowie die beiden Schenkel der *Zweigmulde von Canaria-Piora* enthalten gypsführende Trias. Der Südschenkel der Bedrettomulde ist auf unserer Karte gypsfrei. Dagegen gehören ihm die grossen Gypsmassen südlich von Giacomopass im Valdösch (oberstes Formazzatal) an, wenig westlich der Kartengrenze. Der Gyps tritt stets in unregelmässigen Lagern auf, die lokal, wie im untern Canariatal, zu mächtigen Stöcken anschwellen. Rauhwacke ist ständiger Begleiter, und zwar in der Regel so, dass die Rauhwacke die Gypsstöcke beidseitig begleitet und vom Nebengestein scheidet.

Anhydrit ist besonders im Canariatal in Verbindung mit dem Gyps vorhanden. Er zeigt sich als schöne Relikt-kristalle, die dem körnigen Gyps gleichmässig beigemischt sind und schon dem blossen Auge auffallen. Überaus verbreitet, geradezu charakteristisch, ist das Vorhandensein eines bräunlichen bis farblosen phlogopitartigen Glimmers. Auch Chlorit findet sich. Ein grosser Teil der Gypsgesteine kann sehr wohl als Glimmergyps bezeichnet werden. Der von der Strasse Airola-Fontana aufgeschlossene Gyps enthält grössere Kristalle von grauem Dolomit.

Der Mineralreichtum dieser Gypse ist schon längere Zeit bekannt. *Fritsch* erwähnt: Dolomit, Quarz, Eisenkies, Zyanit, Glimmer und Turmalin. *Grubenmann* hat Zirkon nachgewiesen.

VI. Konglomerat an der Basis der Trias.

Bei Campo im Bavonatal finden sich Bruchstücke von Antigoriogneis in den Triasmarmoren eingeschlossen. Diese für die Altersfrage des Antigoriogneises wichtige Stelle ist bereits auf der geologischen Simplonkarte vermerkt (vgl. H. Preiswerk: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 2, 1914, pag. 174 u. 175).

Trias-Permokarbon.

Zwischen die typischen Triasbildungen und die Hauptmasse des vortriadischen kristallinen Gebirges schalten sich quarzreiche sedimentäre Bildungen ein, die detritischen Ablagerungen aus der Zeit des Bundsandsteins und des Permokarbons entsprechen dürften. In den verschiedenen tektonischen Einheiten des Kartengebietes zeigen diese Bildungen eine ungleiche Entwicklung, wie im folgenden für die einzelnen Abteilungen gezeigt werden soll.

I. Quarzite (Q_u).

In dieser Gruppe sind Gesteine zusammengefasst, die genetisch nicht alle zusammengehören.

Die ausgedehntesten und regelmässigsten, sicher sedimentären Quarzitlager sind die, welche im Campolungogebiet das Liegende der Trias-Dolomite bilden. Als ihr Typus mag das Vorkommen der *Alpe della Piotta* im Piumognatal gelten. Die Quarzitschicht, die dort die Rauhwacke unterlagert und auf prätriadischen Granitglimmerschiefern aufruht, erreicht 6 m Mächtigkeit. Es ist weisser, wohlgebankter, ziemlich reiner Quarzit, etwas muscovitführend. Auf den Schichtflächen und in Klüften tritt häufig Turmalin auf. Am Campolungopass ist die Quarzitschicht wenig über 1 m mächtig und lässt sich westwärts nicht mehr mit Sicherheit nachweisen.

Im *Pioragebiet* beobachtet *Krige* ebenfalls an der Basis der Trias Quarzite, die er zur untern Trias stellt. Sie sind meist sehr wenig mächtig. Nur auf der Südseite des Ritomsees, wo unsere Karte sie verzeichnet, erreichen sie bis 20 m. Sie führen Turmalin in auffallender Übereinstimmung mit den Quarziten des Piumognatales. An Strukturelikten lassen sie ihre Entstehung aus Quarzgeröllen erkennen.

Ein auch in technischer Hinsicht bemerkenswertes Quarzitlager bedeckt am *Monte Piottino* den Tessinergneis und scheidet ihn von prätriadischen Sedimenten. Das Gestein enthält neben Quarz Muscovit, einen lichtbraunen Glimmer, hie und da Reste von Orthoklas, Kalzit, Epidot,

Titanit und ziemlich regelmässig Pyrit in beträchtlicher Menge. Diese Zusammensetzung, besonders die Anwesenheit von Karbonaten und dem hellbraunen, phlogopitähnlichen Glimmer, scheint mir für sedimentären Ursprung des Quarzitlagers zu sprechen.

Quarzite in kurz anhaltenden, mehr linsenförmigen Lagern begleiten da und dort Intrusionen saurer Orthogneise und sind als deren Spaltungsprodukte aufzufassen, also eruptiven Ursprungs. Hierher gehört das Vorkommen der Alp Morghiola im Piumognatal und wohl auch die Quarzitmasse westlich vom Pizzo Meda ob Ambri. Auf der Karte sind diese Gesteine als saure Eruptivgesteine mit der Farbe der Granitgneise angegeben.

II. Quarzitreiche, helle Glimmerschiefer (V).

Diese Kategorie von Gesteinen entspricht den „hellen, quarzitischen Schiefern mit Sericit“ der Simplonkarte. Sie sind lediglich in der *Sedimenthülle des Lebendungneises* vertreten und schalten sich dort zwischen die Schiefer und Quarzite der Juraformation einerseits und die prätriadischen kristallinen Gesteine anderseits ein. Sie wechsellagern häufig mit den triadischen Kalken. Diese Faziesverhältnisse im Gebiet des Lebendungneises sind Seite 49 besprochen worden.

Die mächtigste Entwicklung erlangen die hier besprochenen Gesteine südlich vom Cavagnoligletscher in der Gegend der Alp L'Arzo. Es sind helle, mittelkörnige, oft wenig schiefrige, eher massige Gesteine, die zwei Glimmer und häufig Granat führen. Das Mikroskop zeigt den hohen Quarzgehalt neben ganz spärlichem, sekundärem Feldspath.

Charakteristisch für diese quarzreichen Glimmerschiefer, besonders im Abschnitt östlich und nordöstlich vom Cavagnoligletscher, ist das Auftreten von Nestern eines bläulichen, zertrümmerten, späthigen Minerals. Es erweist sich als bestäubter Orthoklas, der den blauen Orthoklasen in der intrusiven Granitmasse am Pizzo Ganna im Campo-Tencia-Lappen entsprechen dürfte.

Offenbar sind diese quarzreichen Schiefer detritische Produkte der benachbarten prätriadischen Massen.

III. Karbon.

Am Fussweg von Faido nach *Gribbio* fand ich auf zirka 1180 m Höhe im Hangenden der ausgewalzten Triasmulde zwischen Rauhwacke und den Granatglimmerschiefern schwarze, quarzige, gequälte, an Karbon erinnernde Schiefer in Begleitung von Quarzit.

Auf der andern Talseite, bei *Mattengo*, fand *A. Jeannet* im Liegenden derselben Triasmulde zwischen Dolomit und den Paragneisen graphitische Schiefer, die er für Karbon anspricht. Sie sind vom Triasdolomit durch wenige Meter mächtige magnetitführende Quarzite — ein charakteristisches Gestein der Tremolaserie (pag. 61) — getrennt, von den Paragneisen durch schiefriges Quarzkonglomerat. Dieser Fund bestimmte mich, auch die schwarzen Schiefer von Gribbio als Karbon auszuscheiden.

L. Krige konstatiert (*Eclogae*, April 1918, pag. 569) Graphitoidphyllite als Mulden eingefaltet im Orthogneis des Cadlimotales. *J. Königsberger* (*Eclogae*, Dezember 1908, pag. 527) berichtet von kohlenführenden Schichten am Giubing. Diese letztern liegen stratigraphisch an der Basis der Tremolaserie. Das gleiche dürfte von Kriges Graphitoidphylliten gelten.

Parallelisiert man beide Vorkommen kohligter Schiefer mit den von Dr. Jeannet gefundenen bei Mattengo sowie mit denen von Gribbio und stellt sie alle ins Karbon, so ergeben sich als wichtige stratigraphische Resultate: 1. dass das Alter der Tremolaserie zwischen Karbon und Trias liegt; 2. dass die Tremolaserie bei Mattengo nur durch den wenige Meter mächtigen Magnetitquarzit vertreten ist und auch bei Gribbio auf ein Minimum sich reduziert.

Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.

Folgende tektonische Einheiten des Gebietes: „Antigoriogneis“, „Maggialappen“, „Campotencia-Lappen“, „Lebendungneis“, „Molaremassiv“, „Tessinergneis“ bestehen in ihrer Hauptmasse aus prätriadischen kristallinen Gesteinen. Sie sind grösstenteils durch mesozoische Sedimente voneinander geschieden.

Die Parallelstruktur dieser kristallinen Gesteine geht in den meisten Fällen mit der Schieferung sowie auch mit den Schichtflächen der hangenden mesozoischen Ablagerungen parallel. Die beiden Formationsgruppen befinden sich demnach scheinbar in konkordanter Lagerung.

Die Tatsache jedoch, dass die Basis der mesozoischen Bildungen, d. h. die Trias-Dolomite und -Quarzite, ganz verschiedene Teile des prätriadischen „Grundgebirges“ berühren, indem sie bald Granitgneisen, bald Granat- und Staurolithglimmerschiefern und bald amphibolführenden Schiefern aufgelagert sind, ferner das Auftreten von Bruchstücken des Grundgebirges, die in den Triasmarmoren eingeschlossen sind — eine Erscheinung, die im benachbarten Simplongebiet noch weit häufiger ist —, zeigt deutlich, dass *Diskordanzen zwischen Trias und prätriadischem Gebirge* bestanden haben müssen.

Die durch die tertiäre Gebirgsbildung bedingte Schieferung aller vortertiären Formationen hat an vielen Stellen diese Diskordanz verwischt, an andern aber ist sie durch die Gebirgsbewegung offenbar noch mehr akzentuiert worden infolge von Abscheerungen und dgl. Es muss noch gelingen, im einzelnen Falle die Unterscheidung zu treffen zwischen primärer Diskordanz der Ablagerung und rein tektonischer Diskordanz.

Bei der Aufnahme der mächtigen kristallinen Massen der obern Maggiatäler ist besondere Sorgfalt verwendet worden auf die Scheidung der eruptiven von den sedimentären Gesteinstypen. Es ist in der Hauptsache gelungen, diese Gliederung durchzuführen, und es hat sich gezeigt, dass sie allein das Verständnis des innern Aufbaues der einzelnen Massive und Massflappen sowie ihres Zusammenhanges untereinander ermöglicht. Auf der Karte sind die Eruptivgesteine in dunkeln, die Sedimente in hellern Farben dargestellt, um die Übersicht über den Bau der Massive zu erleichtern.

Gewaltige Massen typischer *Eruptivgesteine* sind leicht erkennbar an den Resten von Eruptivgesteinsstrukturen sowie ihrer charakteristischen Mineralassociation. Ebenso sind weitaus der grösste Teil der restierenden Gesteinsmassen an ihrem Mineralgehalt als typische, meist sehr tonreiche, metamorphe *Sedimente* zu erkennen, in denen, selten allerdings, noch Reste primärer Schichtung sich zeigen.

Die *mikroskopische Untersuchung* kann in manchen Fällen die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgneisen ermöglichen. Zwar kommen die meisten Gemengteile in beiden Gesteinsgruppen unserer Karte vor. Aber doch sind manche derselben für die eine oder die andere Gruppe charakteristisch, je nach der Rolle, die sie im Gestein spielen punkto Häufigkeit oder durch ihre verschiedenartige Ausbildung. Einige Beispiele:

Der Biotit ist in den Orthogneisen meist olivengrün bis olivenbraun. In den Paragneisen ist er stets braun, meist ins Rötlichbraune spielend, regelmässig in isolierten Blättchen im Gestein verteilt.

Der Orthoklas zeigt sich in den Orthogneisen häufig mit Gitterstruktur und granophyrischen und perthitischen Verwachsungen, in den Paragneisen recht selten, als kleine Einschlüsse in Plagioklas.

Die Plagioklase sind in den Paragesteine meist basischer als in den Orthogesteinen und durch verkehrte Zonarstruktur ausgezeichnet.

Der Quarz zeigt in den Paragneisen mehr Neigung zu lagenförmiger Anordnung.

Epidotmineralien, Apatit, Titanit finden sich mehr in Orthogneisen, Rutil, Turmalin und besonders Granat mehr in Paragneisen.

Orthit habe ich im Tessin nur in Orthogneisen gefunden, Disthen, Staurolith und Sillimanit nur in den Paragneisen.

Schwierig wird die Zuteilung zur einer oder andern Gruppe da, wo die Sedimente von reichlichem Eruptivmaterial in feiner Verteilung intrusiv durchsetzt werden. Es entstehen dann sogenannte *Injektionsgneise*, die in Form von „*Bändergneisen*“ häufig die grossen Eruptivkörper peripher umlagern und von den typischen Sedimenten trennen. Diese Disposition ist besonders in den zentralen Teilen des Maggialappens ausgeprägt entwickelt.

Von Sedimenten, die in ihrer chemischen Zusammensetzung weniger von granitischen Gesteinen verschieden sind als die typischen Tongesteine, sind die Umwandlungsprodukte im Felde oft schwer von denen der granitischen Intrusionen zu unterscheiden, besonders in Regionen, wo beide Gesteine durch intensive Umkristallisation ihre ursprünglichen Strukturen gänzlich eingebüsst und einen gleichförmigen Gneischarakter angenommen haben. Dies trifft besonders für die Gebirgsgruppe des Pizzo Brunescio zwischen Peccia und Bignasco zu, die in dieser Hinsicht der Kartierung erhebliche Schwierigkeiten bereitet.

Die Verteilung von prätriadischen Eruptivmassen und Sedimenten in den verschiedenen tektonischen Körpern ist eine durchaus ungleiche.

In der Antigoriogneismasse z. B. fehlen Sedimente bis auf geringe Spuren. Die Trias transgrediert direkt über Granit. Im Campo-Tencia-Lappen dagegen erreichen die Sedimentbildungen eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern.

Die Hauptgranitmassen bilden die Kerne der als „Lappen“ übriggebliebenen Faltenreste. Sie stellen die tiefsten Teile der aufgefalteten Erdkruste im Kartengebiet dar. Ich möchte sie aber nicht als die ältesten Bildungen auffassen, wie dies früher geschehen ist (Rolle etc.), sondern als tiefliegende *Intrusionen* in den prätriadischen tonigen Sedimentmassen. Ihr Alter dürfte Oberkarbon oder Perm sein.

Die wichtigsten Granitmassive sind: *Antigoriagneis*. Im Maggialappen: *Alpigiagranit* und *Matorellogranit*. Im Campo-Tencia-Lappen: die *Granitmassen des Pizzo Ruscada* und des *Pizzo Barone*. Im Molaremassiv: der *Tessinergneis*.

Ausser diesen tiefen, granitischen Massen finden sich auch höhere, den oberen Teilen der prätriadischen Schiefer eingelagerte Intrusionen, die als langgestreckte Einlagerungen in den peripheren Lappenteilen erscheinen. Grosse Massen solcher Einlagerungen finden sich namentlich im Westteil des Maggialappens in der Gegend des Pizzo Cristallina und des Ponc. di Braga. An manchen Stellen (Campo la Torba) bilden sie direkt das Liegende der Triasmarmore, vielleicht als permische Oberflächenergüsse.

Diese höhern *Intrusivlager* unterscheiden sich deutlich in der Struktur von den tiefen *Intrusivmassen*. Die höhern Lager sind in der Hauptsache Augengneise von sehr grobflaseriger Struktur, in den höchsten Horizonten feinkörnig, porphyrisch, während die tiefen Intrusionen mehr gleichkörnige Granite sind, die nur in ihren peripheren Teilen Augenstruktur annehmen.

Es spricht manches dafür, dass die beiden Gruppen der Intrusionskörper gleichzeitig entstanden sind. So hängt z. B. die Augengneiseinlagerung des Carragletschers und des Pizzo Sassello im Sambuco-Teillappen direkt zusammen mit dem Granitmassiv des Matorello im Zentrum des Maggialappens. Trotzdem machen sich Altersunterschiede zwischen den zwei Eruptivgesteinsgruppen bemerkbar. In den peripheren Teilen des Maggialappens, in der Gegend des Pizzo Cristallina findet man häufig die grobflaserigen Augengneise von eugranitischen *Gängen* diskordant zur Flaserung durchbrochen. Das Gestein der Gänge ist, abgesehen von etwas geringerer Korngrösse, mit dem der zentralen Granitmasse des Matorello völlig identisch. Der Matorellogranit wäre demnach jünger als die peripheren Augengneislager. Dies ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass auch bei gleichzeitiger Intrusion beider Gesteinsgruppen die tiefer liegenden und grösseren Massen langsamer erkalten und sich verfestigen mussten als die vom Herd entfernteren. Somit können die beiden Gesteinsgruppen dennoch als konsanguin angesehen werden.

Die grossen Granitmassen zeigen häufig Abspaltungen basischeren Magmas in Gestalt von *dioritischen und gabbroiden Gesteinskörpern*. Im Granitmassiv von Alpigia westlich von Fusio zeigen diese basischen Gesteine eine deutlich randliche Anordnung. Mehr isoliert von den zugehörigen

granitischen Gesteinen finden sich grössere Massen von basischen Tiefengesteinen namentlich oberhalb der Alp Prato auf dem Gebirgskamm zwischen Piotta am Tessin und dem obern Maggial.

Ausser diesen grössern Massen, die mehr Tiefengesteinscharakter haben, findet man in verschiedenen Stufen der sedimentären Gneise und Glimmerschiefer untergeordnete Lagen von Amphiboliten und amphibolreichen Gneisen, die als Intrusionen von basischem Eruptivmaterial anzusprechen sind, äquivalent den höhern Intrusivmassen granitischen Magmas.

Die Trennung zwischen den basischen Tiefengesteinen und den von basischem Eruptivmaterial durchschwärmten Sedimenten ist im Zentrum des Sambuco-Teillappens kartographisch nicht ganz leicht durchzuführen. Dagegen sind auch hier zwischen den beiden Gesteinsgruppen Altersunterschiede deutlich zu erkennen, indem von den tiefer liegenden Massengesteinen aus basische Eruptivgänge in die höhern amphibolreichen Schichten eindringen.

A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise).

I. Glimmerschiefer, feinkörnige, braune Biotitgneise, Bändergneise, Injektionsgneise (Gn).

In dieser Gruppe sind alle Paragneise und Glimmerschiefer, d. h. alle metamorphen Sedimente des „Grundgebirges“ vereinigt. Abgesehen von den schon (pag. 56) besprochenen prätriadischen quarzreichen Glimmerschiefern. Besonders aufgeführt sind in der Legende alle diejenigen Paraschiefer, die durch auffallende Mineralgemengteile wie Granat, Staurolith, Disthen oder Amphibol schon bei der Feldaufnahme sich ausscheiden lassen.

Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind weder geologisch noch genetisch von den übrigen Paraschiefern und Gneisen zu trennen. Die sie im Felde charakterisierenden Gemengteile sind mikroskopisch auch Bestandteile der übrigen Paraschiefer. Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind daher auch nur durch Signaturen ausgeschieden, ohne scharfe Abgrenzung. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Durchführung dieser Ausscheidungen wegen der mangelnden Kontinuität der betreffenden Gesteinsvarietäten in manchen Teilen der Karte nur an den direkt beobachteten Stellen möglich war, so dass noch manche Lücke auszufüllen bleibt.

Die Hauptmasse der unter der Bezeichnung „Gn“ ausgeschiedenen Gruppe bilden Gesteine, die man summarisch zweckmässig als „*Braune Gneise*“ bezeichnen könnte. Die Oberflächenfarbe unterscheidet sie in der Regel schon von den mehr grauen Orthogneisen.

Der *verbreitetste Typus* ist ein ziemlich feinkörniger, mehr oder weniger schiefriger Gneis, gleichmässig gesprengelt durch braune Biotitblättchen, die in einer hellen, feinkörnigen, sericitischen Quarzfeldspathmasse schwimmen. Häufig sind kleine rötliche Granatkörnchen eingestreut.

Hier und da lässt sich in diesen Gesteinen noch ursprüngliche Schichtung erkennen an der lagenweisen Anordnung der Gemengteile. Dabei ist die Schichtenlage unabhängig von der Schieferung. Derartige Reliktstrukturen fand ich am Pizzo Ganna ob der Alpe del Lago und an der Motta di Gribbio im Campo-Tencia-Lappen, ferner bei Predelp im Molaremassiv.

Weit verbreitet sind sodann auch mehr grobschiefrige Typen, bei denen die reichlich vorhandenen Glimmer kontinuierliche, flasrige Häute bilden, die um die augenförmigen Teile des feinkörnigen in der Regel granatführenden Grundgewebes gewickelt sind.

Die chemische Untersuchung hat gezeigt, dass diese Gesteine die Zusammensetzung von typischen, ziemlich eisenreichen *Tonsedimenten* haben.

Die grösste Masse der „braunen Gneise“ findet sich in der Campo-Tencia-Gruppe. Sie erreichen dort Mächtigkeiten bis zu mehreren Kilometern. Ihre Grenze gegen die intrusiven Eruptivmassen ist dort meist wohl erkennbar und scharf.

Anders im Zentrum des Maggialappens. Hier — besonders in der Gegend der Alp Rodi — treten zwischen den Granitmassen und den typischen Sedimentgneisen eigenartige „*Bändergneise*“ auf, deren Natur noch nicht festgestellt ist. Es sind schiefrige Gneise, die einen scharfen Wechsel von dunkeln, biotitreichen und hellen aplitähnlichen Lagen zeigen und an sogenannte Injektionsgneise erinnern. Ihre Grenze gegen die richtigen Sedimentgneise ist oft schwer zu finden, dagegen

setzen sie gegen das Granitmassiv deutlich ab. Sie sind mit zu den Sedimenten gestellt worden, da eine Abgrenzung gegen diese bei der Feldaufnahme vorläufig nicht durchführbar erschien.

In einigen Teilen des westlichen Maggialappens, z. B. bei Laiozza am Ostfuss des Pizzo Cristallina und auf der Alp Lielpe im Bavonatal, sind die „braunen Gneise“ grobkörnig und gleichförmig massiv ausgebildet, so dass sie im Felde kaum als Paragneise erkennbar sind. Trotzdem möchte ich sie auf Grund ihres mikroskopischen Verhaltens, das ich später zu beschreiben gedenke, zu den Sedimenten zählen.

Ferner sind zu der Gruppe „Gn“ Gesteine gestellt, die mit eruptivem Material derart gemischt, resp. von ihm durchdrungen sind, dass ihre sedimentäre Natur verwischt ist und stellenweise kaum mehr erkannt werden kann. Hierher gehören namentlich im südlichen Teil der Alp Brunescio verbreitete Gesteinstypen, die als *Injektionsgneise* anzusprechen sind. Sie dürften den „Bändergneisen“ im Maggialappen entsprechen.

II. Granatglimmerschiefer (Gt).

Da, wo die braunen Gneise (Sedimentgneise) in grössern Massen auftreten, entwickeln sich in der Regel zonenweise einzelne oder mehrere Gesteinsgemengteile zu grössern Porphyroblasten namentlich: Granat, Staurolith, Disthen und Plagioklas. Besonders Granat und Staurolith treten in grossen und zahlreichen Individuen auf und geben ausgedehnte Gesteinskomplexen das charakteristische Aussehen der Granat- und Staurolithglimmerschiefer.

Es bleibt weiterer petrographischer Untersuchung vorbehalten, zu entscheiden, ob diese letztgenannten Gesteinstypen durch das Vorhandensein von Sedimenten bedingt sind, die stofflich von den übrigen „braunen Gneisen“ sich unterscheiden, oder ob sie ihren Typus nur einer besondern Art von Umkristallisation verdanken, die in solchen Teilen der „braunen Gneise“ eingetreten ist, die mechanisch in höherem Grade beeinflusst worden sind. Ihr geologisches Auftreten spricht für diese letzte Annahme.

Die Hauptverbreitungsgebiete der *Granatglimmerschiefer* sind: 1. der Campo-Tencia-Lappen, besonders in seinen westlichen und nördlichen Randteilen; 2. die bogenförmige Paragneiszone zwischen den Granitmassiven Matorello und Alpigia; 3. die Region des Poncione Tremorgio im Sambucolappen; 4. im Molaremassiv: die höher gelegenen Abhänge ob Faido, besonders die Alp Chierri.

Südlich vom Campolungopass zeichnen sich die Granatschiefer durch hohen Quarzgehalt aus. Sie gehen in *Granatquarzite* über. Diese widerstandsfähigen Gesteine bilden die markanten Gipfel des Pizzo Campolungo und seines nordwestlichen Ausläufers, den kühnen Felszahn des Pizzo del Prevat am Campolungopass.

III. Staurolith-Disthenglimmerschiefer (St).

Die *Staurolithglimmerschiefer* sind stets mit den Granatglimmerschiefern verknüpft. Beide Verbreitungsgebiete decken sich annähernd. Im südöstlichen Teil unserer Karte nehmen die Staurolithglimmerschiefer als Vertreter der sedimentogenen Bildungen stark überhand. Vor allem in den flachen Südhängen des Pizzo Forno im obersten Teil des Val Chironico. Hier liegt auch die auf der Karte eingetragene weltberühmte *Fundstelle von Disthen- und Staurolithkristallen*, die stellenweise in weissen Paragonit (Natronglimmer) eingebettet sind. Abgesehen von diesem Mineral, enthalten diese schönen grosskörnigen Gesteine dieselben Gemengteile wie die normalen Staurolithglimmerschiefer, in denen sie liegen. Grosskörnige Stufen der Staurolith-Disthenglimmerschiefer findet man auch in der Nordwand des Pizzo Forno und am Ostgrat. Es scheint, dass die Lagerstätte dieser Gesteine eine der allgemeinen Paralleltextur folgende Schicht bildet, die das Fornomassiv durchschneidet. In diesem, seiner Gestalt nach offenbar tektonisch bedingten Gesteinskomplex haben demnach die Tonsedimente eine eigenartige Umwandlung erfahren, die in ihrem Charakter sich wohl mit der von L. Hezner geschilderten Metamorphose der Tremolaserie vergleichen lässt, die ja ebenfalls mit erheblicher Natronzufuhr verbunden ist.

Auf der Alp Lareccio und in Cinghina habe ich Knollen von *Andalusit* im Staurolithglimmerschiefer gefunden, am Nordostfuss des Pizzo Barone *Pleonast*, als Oktäeder in Quarzknuern.

IV. Amphibolführende Gneise und Amphibolite (S a).

Mannigfaltige amphibolführende Gesteine, die in geringer Mächtigkeit den sedimentären braunen Gneisen und Glimmerschiefern eingelagert erscheinen, gehören hieher. Auffallend häufig begleiten solche den Rand saurer Intrusivmassen (z. B. an der Basis der Barone-Gneismasse). Sie nehmen auch Teil an der Bildung der „Bändergneise“. Namentlich in der Gegend des Pizzo di Rodi.

Genetisch sind sie wohl grösstenteils von intrusiven basischen Eruptivgesteinen herzuleiten und sind dann gleichzusetzen mit den „basischen Eruptivmassen in den Paragneisen“ (A unserer Legende).

V. Gneise mit schlierigen Knauern, Typus Lebendungneis (L b).

Diese auffallenden Gesteine sind hauptsächlich im Gebiet der Simplonkarte zu Hause. Namentlich im Gebiet des Cavagnoligletschers sind sie typisch entwickelt (vgl. die Erläuterungen zur Simplonkarte, pag. 12 und 13). Ihre genaue Untersuchung steht noch aus. Die Deutungsversuche schwanken zwischen Konglomeraten, Injektionsgneisen und Schlierenbildungen.

Breccie bei Airolo. Nördlich vom Gotthardtunnelportal bei Airolo, 70 m über der Gotthardstrasse, in einem linken Zufluss des Stueibaches am Fussweg nach „Al Teccio bianco“, findet sich eine zirka 2 m mächtige Breccienschiefer. In Glimmerschiefer eingebettet liegen bis 20 cm grosse eckige Stücke von Quarz, Augengneis und Quarzit. Im Hangenden findet man dunkle Glimmerquarzitschiefer, im Liegenden Granat-Hornblendegarbenschiefer. Die Breccie bildet somit eine eigenartige Einlagerung in der *Tremolaserie*.

VI. Die „Tremolaserie“ (T r).

Der südliche, an die Trias anstossende Rand des *Gotthardmassivs* besteht auf unserer Karte aus jener bunten Serie von Gesteinen, die L. Hezner als *Hornblendegarbenschiefer*, *Amphibolite*, *phyllitische Glimmerschiefer*, *Gneise*, *Quarzite* und *silikatführende Karbonate* unter der allgemeinen Beziehung „Tremolaserie“ beschrieben und als metamorphe sandige und mergelige Tongesteine, Sandsteine und Konglomerate gedeutet hat.

Dem Alter nach möchte ich die Tremolaserie zum *Permo-Karbon*, in den jüngsten Teilen eventuell zur untern *Trias* rechnen. Es scheint, dass bei Airolo jüngere Schichten der Tremolaserie an die Rauhwacken der Trias grenzen als weiter westwärts, wie dies schon v. Fritsch angedeutet hat. Im Riale di Berri im Canariatal haben diese jüngsten Glieder der Tremolaserie auffallende Ähnlichkeit mit einigen zu den Quartenschiefen gestellten Gesteinen, die stratigraphisch über der Rauhwacke liegen.

Neben den genannten Typen der Tremolaserie erwähne ich noch einen grauen Sandstein, resp. Quarzit, der runde Magnetithörner in reichlicher Menge enthält. Dem Gestein scheint eine gewisse stratigraphische Bedeutung zuzukommen. Zuerst habe ich diesen *Magnetitsandstein* im untersten Teil des Pesciorabaches bei Ronco (Bedretto) anstehend gefunden. Später entdeckte Dr. Jeannet das gleiche Gestein im Leventinermassiv bei Mattengo, und zwar zwischen kohligem Karbonschiefer und dem Triasdolomit. L. Krige hat auf der Alp Campo im Pioratal entsprechende *Magnetitglimmerschiefer* aufgefunden und genauer untersucht (l. c. pag. 583).

Charakteristische Gesteine vom Typus der Tremolaserie habe ich ausserhalb des Gotthardmassivs auch noch in jener Teilantiklinale des *Campo-Tencia-Lappens* gefunden, die südlich oberhalb Prato bei Scontra und im Riale Fog sich zwischen die Kalkphyllite einschiebt. Es sind dort grobkörnige Hornblende- (und Biotit-) Garbenschiefer, auffallend reich an blauem Disthen.

B. Eruptivgesteine (Orthogneise).

I. Granitgneise (G r).

Die bedeutendsten Granitmassive sind: Der „Antigoriogneis“ im Südwesten, der „Tessinerogneis“ im Osten, die Massive von „Matorello“ und „Alpigia“ im Kern des Maggialappens, ferner die Granitmassen des Pizzo Ruscada und des Pizzo Barone, die beide nur die nördlichen Enden grösserer nach Süden sich ausdehnender Granitkörper bilden.

Der Antigoriogneis.

Auf unsere Karte fällt nur das nordöstliche Ende der grossen Antigoriogneismasse des Simplongebietes. Dieselbe ist in den Erläuterungen Nr. 6, pag. 8, beschrieben. Auch in unserm Gebiet liegen wesentlich graue, ziemlich massige Granitgneise vor, die manche Eigentümlichkeiten eines normalen Granitmassives beibehalten haben. Stellenweise geht das Gestein in strenger parallelstruierte, plattige Zweiglimmergneise über. Nur untergeordnet entwickeln sich gelegentlich etwas porphyrtartige Varietäten. Erwähnt seien auch granataplitische Schlieren auf der Alp Oglie im Bayonatal.

Die *mineralische Zusammensetzung* ist die eines normalen Biotit-Granites mit einem charakteristischen Gehalt an Orthit, der auch im Antigoriogneis des Simplongebietes regelmässig sich einstellt. Bei S. Carlo im Pecciatal zeichnet sich das Gestein durch etwas porphyrtartigen, rötlichen Orthoklas aus. Auf dynamische Wirkungen und Ummineralisation deutet undulöse Auslöschung, die oft lagenartige Anordnung der Gemengteile, die teilweise granoblastische Struktur, die reiche Entwicklung von Myrmekit etc.

Die basischen Spaltungsprodukte des Antigoriogranitmassivs sind auf der Karte besonders ausgeschieden.

Der Tessinergneis.

Der Tessinergneis ist ein zweiglimmeriger Granitgneis. Auf unserem Gebiet, auf das nur die randlichen Teile der grossen Granitmasse fallen, ist das Aussehen der Gesteine recht wechselnd: Von groben porphyrtartigen Augengraniten bis zu strengschiefrigen Plattengneisen. Die prachtvolle Kleinfältelung des Gesteins, die namentlich in der Dazio-Grande-Schlucht auffällt, und ihre Beziehung zu den Strukturlinien der Gesteinsmasse ist von A. Heim eingehend dargestellt worden (Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich 1900). Im Gegensatz dazu treten kataklastische Erscheinungen im mikroskopischen Bilde stark zurück, worauf G. Klemm nachdrücklich hingewiesen hat. Die Erscheinung lässt sich damit erklären, dass die mechanischen Einwirkungen auf das Gestein sich wesentlich als Ummineralisation des ursprünglichen Granits auslösten. Kristalloblastische Struktur, Zahnstruktur der Quarze, Myrmekitbildung und Kristallisationsschieferung sprechen für diese Deutung. Die *Granitnatur* des Tessinergneis erhellt auch aus den chemischen Studien von G. Klemm. Die aus der Natronvormacht abgeleitete Verwandtschaft mit den Graniten des Gotthardmassivs trifft indessen nur für den Tessinergneis von Claro zu, während gerade bei den aus unserm Kartengebiet analysierten Proben das Verhältnis der Alkalien sich umkehrt.

Die stoffliche Inhomogenität des Tessiner Granitmassivs führt einerseits zu hellen, *aplitischen* bis *quarzitischen Gesteinen*, die besonders bei Rossura einige Ausdehnung erlangen. Ob die am Monte Piattino im Abbau befindlichen *Quarzitlager*, die den Tessinergneis von den sedimentären Schieferungen trennen, als ultrasaure Spaltungsprodukte des Granitmagmas aufgefasst werden können, ist fraglich. Sie sind dem Gestein von Rossura freilich sehr ähnlich. Gemeinsam haben beide auch einen charakteristischen Pyritgehalt.

Eigentliche *Aplitgänge* im „Tessinergneis“ finden sich bei Polmengo am Tessin.

Andererseits bilden sich durch Vorherrschen der dunkeln Gemengteile basische, in *Biotitschiefer* übergehende Zonen heraus, die in der Legende besonders ausgeschieden sind.

G. Klemm hat sich mit den *Kontaktverhältnissen* des Tessinergneises eingehend beschäftigt und hat aus seinen Beobachtungen auf Primärkontakt geschlossen. Soweit es sich um prätriadisches Nebengestein handelt, möchte ich der Auffassung im allgemeinen beistimmen. Jedoch muss betont werden, dass durch die allgemeine Auswalzung und Umkristallisation der Gesteine die primären Kontaktwirkungen derart verwischt sind, dass Beweise dafür schwer aufzubringen sind und weiterer Untersuchung vorbehalten bleiben müssen. Als endomorphe Kontaktbildung dürften die granatführenden Abarten des Tessinergneises aufzufassen sein, die man in der Kontaktnähe am Piumognabach bei Cornone aber auch weiter westwärts entlang der Kontaktlinie bis Morasco findet.

Der Matorellogranit.

Der Matorellogranit, genannt nach dem *Fornà die Matorello*, dem höchsten Punkt des Granitmassives zwischen dem Pecciat und dem obersten Maggial, ist vorherrschend ein glimmerreicher Biotitgranit. Die Biotite häufen sich zu schwarzen Nestern, die dem Gestein ein charakteristisches schwarz-weiss geflecktes Aussehen geben. Besonders auf der Alp Ceresa finden sich dynamisch wenig veränderte, schöne *Granite*.

Verglichen mit dem Tessinergneis und dem Antigoriogneis, ist der Matorellogranit etwas ärmer an Kieselsäure und von höherm spezifischen Gewicht.

Der Kalifeldspath zeigt gelegentlich Gitterstruktur. Er ist oft in Albit umgewandelt und von Myrmekit begleitet.

Plagioklase mit inversem Zonenbau sind häufig. Regelmässig findet sich auch Epidot und oft schöner Orthit.

Bei Piatto findet man wohl entwickelte saure und basische *Spaltungsprodukte des Granitmagmas* in Gang- und Schlierenform, wobei sich einerseits Aplite, anderseits dioritartige Hornblendegesteine entwickeln, die sich beide mit dem Normalgestein chemisch als konsanguin erweisen.

Aplite setzen auch gangförmig im „braunen Gneis“, dem Nebengestein des Matorellogranites, auf, so z. B. im obern Kessel der Alp Bena zwischen Fornà di Matorello und dem Pizzo di Rodi.

Die randlichen Teile des Matorellogranitmassives sind in der Regel porphyrtartig entwickelt und gehen in *grobflaserige Augengneise* über. Dies beweist die primäre Natur des Kontaktes mit dem Nebengestein und somit die *Intrusion des Matorellogranites in die „braunen Gneise“*. Tektonisch besonders bemerkenswert ist, dass die schmalen in Bündnerschiefer eingeschlossenen Graniteinlagerungen aussen an der Peripherie des Maggialappens, so bei dem Naretpass und an der Cima delle Donne, im Gesteinscharakter mit dem Matorellogranit vollkommen übereinstimmen.

Bei Piatto auf der Alp Ceresa setzen *Mineeralklüfte* in Granit auf mit Albit, Adular, Titanit und Turmalin.

Der Alpigia-Granit.

Der Granit der Alp Alpigia, norwestlich oberhalb Peccia, bildet tektonisch den innersten Kern des Maggialappens und zeigt mit dem Matorellogranit grösste Ähnlichkeit. Bemerkenswert sind besonders seine ausgedehnten und mannigfaltigen basischen Spaltungsprodukte, von denen weiter unten die Rede sein wird.

Die Granitmasse des Pizzo di Ruscada

ist dem Tessinergneis ähnlich, mit dem sie südwärts in der Tiefe in Verbindung stehen dürfte. Die ganze Masse macht den Eindruck eines unregelmässig gestalteten *Intrusivkörpers*, der nordwärts in einzelne Teillager auskeilt. Eines derselben lässt sich über die Alpe del Lago hinaus bis ins Massiv des Pizzo Ganna hinein verfolgen, in die Schiefer des Campo-Tencia-Lappens hinein. Ostwärts über der Gannaalp ist darin ein schöner, dynamisch wenig beeinflusster Granit entwickelt, der durch bläulichen Orthoklas und gelegentlichen Granatgehalt sich auszeichnet.

Die Masse des

Pizzo Barone

besteht aus einem streng parallelstruierten plattigen Granitgneis in flacher Lagerung, der vielfach als Augengneis entwickelt ist. Im Habitus unterscheidet er sich leicht von dem in der Tiefe darunter lagernden Tessinergneis.

Kleinere Lager granitischer Orthogneise.

Ausser den genannten Hauptgranitmassen finden sich in den prätriadischen kristallinen Schiefen in grosser Zahl weniger mächtige aber oft sehr langgestreckte Einlagerungen granitischer Zusammensetzung. Sie sind in der Hauptsache als *Intrusivkörper* aufzufassen. In der Regel ist ihre Gesteinsstruktur von der der grossen Granitmassen verschieden. Sehr häufig ist die Struktur *porphyrisch*. In diesem Fall sind die Gesteine in der Legende unter den Augengneisen eingereiht. Anderseits finden sich ausgedehnte Lager gleichmässig feinkörniger, meist grauer Zweiglimmer-

gneise, die zu *mikrogranitischen Typen* überleiten. Solche Gesteine treten in grossen Massen an der Nordwand des Pizzo Forno und in der Umgebung der Alp Crozolina und bis zu den Campolungospitzen als Intrusionen in den Granat- und Staurolithschiefern des Campo-Tencia-Lappens auf. Mit Unrecht bezeichnet *J. Königsberger* (N. J. f. Min., 1908) diese Gesteine als „normalen Tessinergneis“.

Andere langgestreckte, schmale Lager saurer Eruptivgesteine, die den mesozoischen Schichten eingeschalt sind, verdanken ihre Gestaltung tektonischen Vorgängen, besonders der Bildung von überkippten Tauchfalten.

II. Augengneise und „Medelsergranit“ (Ag).

Augengneise finden sich als dynamisch veränderte Fazies porphyrtiger Granite zonenweise in den grossen Granitgneismassiven hauptsächlich an deren Peripherie. Besonders ausgeprägt ist diese *porphyrtige Randfazies* beim Matorellogranit.

Die eigentliche Heimat der Augengneise unseres Gebietes sind aber die die Hauptgranitmassive in geologisch höherem Niveau begleitenden, etwas schmäleren Intrusivlager. Hervorzuheben ist besonders die Region des Taneda und der Ponc. di Braga im Pecciatal und der Gebirgsstock des *Pizzo Cristallina*, wo zahlreiche mächtige Lager grobfaserigen Augengneises den zentralen Matorellogranit in weitem Bogen konzentrisch umlagern.

Ganz ähnlich ist die Anordnung im Sambuco-Teillappen. Auch der Tessinergneis wird an seiner Nordflanke in einiger Entfernung von einem mächtigen langgestreckten Lager grobkörnigen Augengneises begleitet, das seine Hauptentwicklung am *Croce di Pettano* zeigt und westwärts in gerader Linie bis gegen Stalvedro, am Westende des Leventiner- (Molare) Massives, sich verfolgen lässt.

Die schmalen Ausläufer solcher Eruptivgesteinslager im Sedimentgestein, besonders in der Region von Altanca, ferner auch die dem Maggialappen im Norden vorgelagerten, im Bündnerschiefer gegen Osten sich verlierenden schmalen und langgestreckten Orthogneisbänder sind feinkörniger, mehr porphyrisch, als die eigentlichen Augengneise. Sie dürften von *Quarzporphyren* herzuleiten sein.

III. Glimmerreiche, schiefrige Zonen im Tessinergneis (Gl).

In der Gegend von Faido, besonders an der Steilstufe im Unterlauf der Piumogna, findet man im Tessinergneis ausgedehnte Lagen von dunkeln, grau bis graugrünlischen, wellig-schiefrigen Gesteinen. Die herrschenden Gemengteile sind die Glimmer: Dunkelolivbrauner Biotit, Muscovit und Chlorit wechseln in Lagen mit granoblastischem Quarz-Plagioklasgemenge und einzelnen reinen Quarzlagen. Apatit, Zirkon und etwas Eisenerz sind regelmässige Begleiter.

Zu entscheiden, ob diese Gesteine durch Resorption von Sedimentschollen im Granitmagma entstanden sind oder als basische Ausscheidungen aufzufassen sind, muss wohl eingehender chemischer Untersuchung überlassen bleiben. Ihre Beziehungen zu Amphiboliten bei Osoglio und in der Dazio-Grande-Schlucht sowie ihr ganzer mineralischer Bestand sprechen mehr dafür, dass es eruptive Bestandteile des Tessinergneismassives sind.

IV. Basische Zonen in den Granitgneisen, basische Eruptivmassen in den Paragneisen (A).

Jedes der grösseren Granitmassive hat seine basischen Magmaspaltungsprodukte, die hauptsächlich als Amphibolite ausgebildet sind.

Im Kern des Sambuco-Teillappens treten basische Gesteine als selbständiges kleines Massiv auf.

Im **Tessinergneis** sind die amphibolitischen basischen Ausscheidungen spärlich. Sie schliessen sich an die glimmerreichen Zonen (Gl der Legende) an.

Bemerkenswert ist besonders das Vorkommen in der *Dazio-Grande-Schlucht* an der Gotthardstrasse. In der bewachsenen Rinne, die ob der Kapelle die Felsen unterbricht, findet man Einlagerungen dunkler Gesteine zwischen den hellen Augengneisen des Tessinergneises. In der Rinne, zirka 2 Meter vom Augengneisriff entfernt, steht ein schöner grobkörniger Biotitamphibolit an mit vorherrschendem Biotit.

Der mineralische Bestand und die Struktur lassen keinen Zweifel übrig, dass es sich um ein umgewandeltes Gestein dioritischer Natur handelt.

Näher am Kontakt mit dem Augengneis geht das Gestein in einen dunkeln, etwas feinkörnigen Biotitgneis über, der mit dem dioritischen Gestein, ausser dem Fehlen der Hornblende, völlig übereinstimmt und gleich diesem als Eruptivgestein aufzufassen ist. Der Kontakt zwischen dem Augengneis und diesen basischen Gesteinen ist rein mechanisch, wie aus der intensiven Fältelung des Biotitgneises längs dem Kontakt und der auffallenden Diskordanz der Schieferung beider Gesteine deutlich zu sehen ist. Für die Ansicht von G. Klemm (Sitzungsber. Preuss. Akad. 1904, pag. 2), dass die dem Augengneis hier eingelagerten dunkeln Gesteine kontaktmetamorphe Hornfelsen und ihr Kontakt zum Augengneis primär sei, kann ich keine Anhaltspunkte finden.

Ein ganz ähnlicher Biotitamphibolit wie in der Dazio-Grande-Schlucht findet sich in einer glimmerreichen Zone des Tessinergneises bei *Osoglio* oberhalb Chiggiogna. Nur ist der Amphibolit von *Osoglio* stärker geschiefert und etwas granatführend.

Die basischen Gesteine des **Antigoriogneises** lagern in einer von W-S-W nach E-N-E laufenden Zone, einige Kilometer vom Nordrand des Massivs entfernt. Sie finden sich am Pizzo di Sologna-Gipfel und queren in mehreren Lagern den Gebirgskamm zwischen dem Bavona- und Pecciatal. Hier sind sie stellenweise sehr schwer zugänglich, und ihre Kartierung konnte nicht durchgehend mit der wünschbaren Genauigkeit ausgeführt werden.

Am *Pizzo di Sologna* findet sich ein flaches Lager basischer Gesteine auf zirka 2600 m Höhe im Südgrat. Blöcke unter der Ostwand zeigen mannigfaltige Gesteinstypen: glimmerreiche, basische Granite, die in Diorite, namentlich Quarz-Glimmer-Hornblende-Diorit und titanitreichen normalen Hornblendediorit, übergehen. In der Lokalmoräne bei Corte nuovo fanden sich Blöcke von feldspatharmen Glimmer-Hornblendegesteinen, die von Peridotit herzuleiten sind und ihren Ursprung ebenfalls am Solognagipfel haben müssen.

Die Einlagerung basischer Gesteine auf der Ostseite des Bavonatales oberhalb der *Alp Oglie* bestehen aus amphibolreichen Gesteinen, die zum Teil das Gepräge massiger Diorite aufweisen, lokal in sehr glimmerreiche und feldspatharme schiefrige Typen übergehen, die zu Peridotit (Ofenstein) überleiten.

Am untern Eingang der engen Schlucht östlich über *Roseto* findet man dunkelgrüne Gesteine in Blöcken, die aus den genannten Einlagerungen bei *Alpe Oglie* oder noch höher aus den Felswänden über der *Alp* stammen. Es sind für die Schweiz einzigartig schöne und frische Amphibolperidotite und Harzburgite mit völlig unveränderter Erstarrungsstruktur. Charakteristisch ist die Poikilitstruktur der Hornblende, ein oft beträchtlicher Hypersthengehalt und das reichliche Auftreten von grünem Spinell in myrmekitischer Verwachsung mit Hornblende. Dioritgesteine begleiten den Peridotit.

Am Grat zwischen den *Alpen Sovenodo* und *Croso* findet sich die Fortsetzung der basischen Gesteinszone. In der Region der alten Giltsteingrube zeigen sich im Antigoriogneis mannigfaltige Schlierenbildungen. Dioritgneise, feinkörnige Amphibolite, Aplit und Granit wechseln miteinander. Die sauren Spaltungsprodukte treten unterhalb der Grube auch gangartig auf. Aus dem Diorit entwickeln sich lokal Linsen eines peridotitischen Gesteins, das wesentlich aus Biotit und Tremolit in diablastischem Gefüge besteht. Es ist dies der früher hier ausgebeutete Topfstein.

Bedeutende Mächtigkeit erlangen die Hornblendegesteine südlich von *S. Carlo* auf der rechten Seite des Pecciatales, wo prachtvolle Quarzdiorite entwickelt sind. Ähnliche Gesteine müssen nördlich ob *S. Carlo* anstehen, doch sind sie bisher nur im Schuttkegel von Cortignelli konstatiert worden.

Am *Pizzo del Mascarpino* schliesst sich eine Amphibolitzone der tektonischen Begrenzungslinie des Antigoriogneises an.

Die basischen Gesteine im *Alpigiamaassiv* bilden die Randfazies des **Alpigiagranites**. Wir finden Übergänge vom Granit zu dioritischen, gabbroiden und noch basischeren Spaltungsgesteinen, ein schönes Beispiel magmatischer Differentiation, das eingehenderer Erforschung wert wäre. Im nord-östlichen Ausläufer der basischen Zone der *Alp Alpigia* sind durch chemische Analyse Gesteine von Anorthositcharakter festgestellt worden.

Völlig gleichen Charakter wie die Randfazies des Alpiagranites tragen die an den Strassenkehren ob *Peccia* aufgeschlossenen Amphibolgesteine, die ebenfalls zu den Spaltungsprodukten des Alpiagranites gehören.

Im **Matorellogranit** sind die basischen Einlagerungen auf schmale Zonen in der Region von *Piatto* beschränkt. Die Gesteine gehen bis zu recht kieselsäurearmen Diorittypen und sind vielfach mit sauren Spaltungsprodukten verknüpft (vgl. pag. 63).

Ohne Verbindung mit einem grössern Granitmassiv bildet eine direkt den **Paragesteinen eingelagerte basische Zone** die Gipfelreihe zwischen dem Sasselopass und dem Ponc. die *Sambuco im Kern des Sambuco-Teillappens*. Anschliessend an biotitreiche Granitgneise entwickeln sich hier hellere und dunklere Amphibolite von etwas feinkörnigem dioritischem Typus. Oft sind sie als Granatamphibolite ausgebildet und zeigen stellenweise Tendenz zur Ausbildung der eigenartigen Augenamphibolite, Gesteine, bei denen in hellerem Amphibolitschiefer dunkle, aus Hornblende bestehende Augen hervortreten.

Von den übrigen, mehr vereinzelt Amphibolitvorkommen seien genannt: Der Gipfel des *Pizzo Forno*, der aus einem mittelkörnigen Dioritgestein besteht, das offenbar ein basisches Spaltungsprodukt der den Gipfel tragenden sauren Intrusivmassen darstellt. Auch im Leventiner (Molare) massiv treten solche Amphibolite als Begleiter grösserer, saurer Intrusivkörper auf. Bei der Brücke über den Piorabach, kaum 200 m östlich von *Altanca*, stehen helle, feinkörnige Gesteine an, die sich als Quarzporphyr erkennen lassen. Sie bilden als Fortsetzung der Augengneise am Croce di Pettano eine Einlagerung in den Paraschiefern. Der Quarzporphyr ist begleitet von basischen Gesteinen vom Charakter von Glimmerlamprophyren. Und zwar sind solche vom Piorabach sowohl im liegenden als beim hangenden Kontakt angeschnitten worden, so dass wir das Bild eines gemischten Lagerganges erhalten.

V. Metamorpher Peridotit, „Topfsteine“, „Pietre ollare“ (S z).

In Begleitung basischer Eruptivmassen findet man als extrem-basische Spaltungsprodukte Peridotitgesteine. *Hornblendeperidotit* mit noch guterhaltener primärer Erstarrungsstruktur habe ich bei Roseto im Bavonatal gefunden (vgl. pag. 65). An den andern Stellen ist der Peridotit völlig umgewandelt und bildet so ein gesuchtes Material als *Ofenstein*, *Topfstein* etc. Auf der Karte sind die wichtigsten Vorkommen angegeben, an denen das Material meist in kleinen Linsen gefunden wird und ehemals ausgebeutet worden ist.

Das eine Vorkommen liegt auf zirka 2450 m Höhe am Nordhang des Grates zwischen *Fornà di Matorello* und dem Pizzo di Rodi. Das Gestein besteht aus Talk, Breunerit mit viel Tremolit oder Strahlstein, der ihm eine gewisse Härte gibt.

Sehr schönen Giltstein findet man bei den Alphütten von *Bena*. Das grobkörnige Gestein besteht wesentlich aus Talk (mit Chlorit) und Breunerit (Mg Fe) CO_3 und ist durchspickt von weissen Anthophyllit-Büscheln und Rosetten, die bis 2 cm Durchmesser erreichen.

Der Topfstein der Alp *Sovenedo* (vgl. pag. 65), der linsenförmig in einer Zone basischer Schlieren des Antigoriogneises auftritt, besteht in den bräunlichen Varietäten wesentlich aus Biotit und Tremolit (Strahlstein). In den grünlicher gefärbten Varietäten ist der Biotit mehr oder weniger durch Chlorit ersetzt. Das Gestein ist als umgewandelter Peridotit zu betrachten. Mikroskopische Strukturreste deuten auf diese Herkunft.

Ausbeutungen.

Von verwertbaren Rohstoffen im Kartengebiet sind folgende zu erwähnen:

Der **Rotondogranit**, einer der schönsten Granite der Schweiz, wird da und dort im Bedrettotale als Haustein ausgebeutet. Er ist vom Piz Rotondo und seiner Umgebung durch Wildbäche und Gletscher ins Bedrettotale transportiert worden. Besonders in dem grossen Schuttkegel gegenüber Selva zwischen All'Aequa und Ronco wurde zeitweise lebhaft gearbeitet. Grössere einzelne Findlinge wurden auf der Terrasse von Albinasca ausgebeutet.

Tessinergneis (Granitgneis) wurde lange Zeit gegenüber der Station Rodi-Fiesso gebrochen. Das Gestein ist stark gefältelt, wie überhaupt die Tessinergneise des Dazio-Grande-Durchschnittes.

Im normalen Tessinergneis finden sich in der Gegend von Chiggiogna und Lavorgo eine Reihe von Steinbrüchen der Bahn entlang.

Nur als Mauersteine wurden gelegentlich auch die **Granatglimmerschiefer** bei Scruengo, nördlich von Piotta, verwendet.

Gyps ist bisher nur im Canariatal nordöstlich neben der Mündung des Riale di Berri gewonnen worden.

Am Monte Piottino wird **Quarzit** im Hangenden des Tessinergneises zur Herstellung von Ferrosilicium an zwei Stellen abgebaut. Die eine liegt bei Morasco, die andere an der Poststrasse nördlich von Prato.

Im Maggiatal ist der **Marmor** von Fusio zu erwähnen, der südlich vom Dorfe an der Poststrasse neuerdings als Schmuckstein gebrochen worden ist.

Seit alten Zeiten wurde auf der Alp Sovenedo ein geschätzter **Topfstein** und **Ofenstein** gebrochen. Die wichtigsten Gruben: „Croso“ und „Predora“ liegen auf dem Grat zwischen den Alpen Croso und Sovenedo oberhalb Al Piano auf 1700—1800 m Höhe. Eine weitere Grube „Vena nuova“ befindet sich nördlich vom Punkt 2492 noch auf der Alp Sovenedo, und endlich wurde auch über der Alp Oglie ganz nahe beim Passübergang 2434 Topfstein gebrochen. Alle diese Vorkommen liegen im Antigoriogneis. Weitere alte Gruben liegen in den Granitmassiven von Alpigia und Matorello: Die eine auf der Alp Bena auf 2080 m Höhe, die andere am Grat zwischen Fornà di Matorello und Pizzo di Rodi auf zirka 2450 m Höhe. Auch bei Menzonio finden sich Ofensteine an mehreren Punkten.

Von **Erzlagerstätten** sind zu nennen:

1. Die **Bleigrube** (Silbermine) im Cadlimotal. Nördlich vom Lago di Dentro sind ums Jahr 1905 auf bleiglanzführenden Gängen Schürfarbeiten ausgeführt worden. Es sind in Abständen von je zirka 50 m drei Gänge entdeckt worden, die N 20° W streichen und 75° nach Osten einfallen. Sie setzen im plattigen NNE fallenden Orthogneis des Val Cadlimo auf. Der westliche ist der reichste, die andern zeigen nur spärliche Erzspreuen. Die Gangmasse ist Quarz mit schwach silberhaltigem Bleiglanz. Das Erzmittel, das oft auch die einzige Gangfüllmasse bildet, erreicht 1—2 cm Dicke, an einer Stelle bis 10 cm anschwellend. Die Erzführung lässt sich nur zirka 5 m weit in Gangstrichen verfolgen.

2. Die **Goldmine** der Alp Formazzolo im Calneggiatal. An der auf der Karte bezeichneten Stelle sind Spuren alter Schürfungen auf pyritführende Quarzgänge sichtbar. Die höchstens bis 20 cm mächtigen Gängchen stehen saiger und durchsetzen den Antigoriogneis mit N 20° W-Strichen. Der Pyrit, der goldhaltig sein soll, findet sich in Lagen oder einzelnen Kristallen. Im Ausgehenden findet man oft nur dessen Hohl pseudomorphosen. Bestimmte Angaben über den Goldgehalt liegen mir nicht vor. Die Lagerstätte zeigt grösste Ähnlichkeit mit der von Gondo an der Simplonstrasse, die ebenfalls im Antigoriogneis liegt.

Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno.

Von den verschiedenen Mineralfundstellen des Gebietes ist auf der Karte nur die vom Pizzo Forno eingetragen. Von hier stammen die allbekannten, meist mit der Fundortangabe Alpe Sponda versehenen, schönen Stufen von Disthen, Staurolith und andern Kristallen, die in weissem Paragonit eingebettet sind (vgl. pag. 60). Beschreibungen der Lagerstätte haben gegeben: *G. Weinschenk* (Zeitschr. f. Krist. 1900, pag. 261) sowie *J. Königsberger* (Neues Jahrb. Beil. Bd. XXVI 1908). *Königsberger* gibt hier auch eine Übersicht über die übrigen Mineralfundstellen unseres Gebietes.

Quellen im obern Tessintal und im Pioratal.

Die Quellen im Tessintal sind nach den militärgeologischen Aufnahmen des Jahres 1916 eingetragen. Es sind sowohl gefasste als ungefasste Quellen mit demselben Zeichen angegeben. Die Eintragungen im Pioratal sind aus der Karte *L. Krige* übertragen.

Tektonik.

Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.

A. Allgemeiner Teil.

Der Gebirgsbau in der Region der obern Maggiataler und der südlichen Flanke des obern Tessintales ist auf den der Karte beigegebenen *Profiltafeln 81 a und 81 b* dargestellt. Den Anschluss an die nächstbenachbarten Regionen veranschaulicht die diesen Erläuterungen beigegebene *tektonische Skizze* (pag. 81).

Der Norden des Gebietes unterscheidet sich vom Süden durch seine vorwiegend steile, zentral-massivartige Schichtstellung. Ein System flachliegender Deckfalten brandet von Süden gegen Norden am Gotthardmassiv an und richtet sich dabei auf.

Für die tektonische Übersicht teilen wir die verschiedenen Formationen in zwei Gruppen: 1. die *mesozoischen Sedimente*, die als Mulden in die ältern Massen eindringen und sie in einzelne Lappen zergliedern, und 2. die *prätriadischen kristallinen Gesteine*, die als antiklinale Köpfe in die nachgiebigern mesozoischen Sedimente eingepresst sind.

Die Scheidung der prätriadischen Massen in die einzelnen *Lappen* ist leicht durchführbar, soweit diese von mesozoischen Sedimenten umzeichnet sind. In den Muldenenden sind es meist nur die Triaskalke und Dolomite, die zwischen den Gneisen und Glimmerschiefern als Repräsentanten des Mesozoikums eingequetscht sind. Ihren Spuren bis ans Ende nachzugehen, ist eine der wichtigsten Aufgaben der tektonischen Erforschung dieser Regionen. Solche *Muldenenden* sind an mehreren Stellen des Kartengebietes aufgeschlossen: 1. oberhalb Tencia (etwas ausserhalb der Karte): das Ende der Mulde vom Pizzo die Molare; 2. zwischen Faido und Gribbio: das Ende der Triasmulde von Dalpe (Profil 47 auf Profiltafel 81 a); 3. am Wasserfall zwischen Dalpe und Piumogna: das Ende einer kleinen Teilmulde (Profil 43); 4. über der Alpe della Piotta: das Ende der Triasmulde des Pizzo Lambro und Piumognatales (Profil 45 und 49); 5. bei Cambleo und Mogno im Maggiatal: das Ende der Campolungomulde (Profil 4); 6. bei der Alp Lielpe endet ein Zweig der halbkreisförmigen Mulde, die südlich Airolo von der Hauptmulde sich abzweigt und über Naret- und Cristallinapass als „Cristallinamulde“ ins Bavonatal streicht und dort mit der vom Simplongebiet herkommenden „Teggiolomulde“ sich verbindet; 7. bei Ghaiba im Pecciatatal endet scheinbar die Teggiolomulde. Jedoch findet man in Verfolgung ihrer Streichrichtung eine Linie, die scharf als Grenze differenter prätriadischer Bildungen markiert ist. Auf dieser Linie stellen sich nun zunächst am Südwesthang des Pizzo del Piatto di Rodi und des Pizzo Mascarpino, sodann nochmals weit unten im Maggiatal, bei Someo (ausserhalb der Karte, vgl. die tektonische Skizze pag. 81), wieder Marmore ein, die ich als ausgewalzte Reste der Teggiolomulde auffassen muss. Es zeigt dieses Verhalten, wie vorsichtig man in der Beurteilung der Muldenenden sein muss.

Es bleibt zu untersuchen, ob die Grenzlinie zwischen Glimmerschiefer und Granitgneis, welche südlich Faido im Streichen der Dalpemulde sich südwärts zieht, einer ähnlichen tektonischen Linie entspricht. Einem wirklichen Muldenschluss scheint das Ende der mesozoischen Bildungen von Mogno-Cambleo (5) zu entsprechen, welche südwärts durch gewaltige Granitmassen umschlossen werden, die aus dem hangenden und dem liegenden Gneislappen (um einen kurzen Ausdruck für die Gesamtheit der prätriadischen Gesteine, die den Kern einer Deckfalte bilden, zu gebrauchen) sich vereinigen.

Auch bei der Alpe della Piotta liegt meines Erachtens ein wirkliches Muldenende vor.

Alle die Zweigmulden vereinigen sich nordwärts mit der grossen Bedrettomulde, deren Bündnerschiefermassen weithin die Berghänge südlich vom obern Tessinlauf aufbauen.

Die Beurteilung der Muldenenden und damit die Feststellung ihrer Entfernung von der Stammmulde ist natürlich ausschlaggebend für die Anschauungen über Form und Grösse der dazwischenliegenden Deckfalten. In dieser Beziehung ist von Bedeutung, dass im östlichen Teil unseres Gebietes der Bündnerschieferkern der Hauptmulde allmählich auskeilt und das Überhandnehmen der Trias ein Seichterwerden der Mulde ankündet. Dies gilt auch für die nordwärts abzweigende Pioramulde, die am Pizzo Columbo nur noch aus Trias besteht. Auch die auffallende Übereinstimmung der Gesteinstypen vom Südhang des Skai mit denen vom Nordhang des Pizzo Sole, d. h. vom Liegenden der Trias beiderseits der Mulde, spricht für deren mässige Tiefe.

Es ergibt sich aus dem Gesagten eine enge *Verwandschaft der Gneislappen, die über der Teggiolomulde, d. h. östlich der Linie Ghaiba-Someo, liegen, unter sich, sowie mit dem Gotthardmassiv*. Bemerkenswert in dieser Hinsicht ist das Vorkommen der Hornblendegarbenschiefer — Fazies der jüngsten prätriadischen (Perm?) Bildungen sowohl im Gotthardmassiv als auch in den Antiklinalen von Dalpe, die sich dem Campo-Tencia-Lappen angliedern (Profil 19, 22, 24 und 39—43).

Die „Teggiolomulde“, resp. ihre Fortsetzung in der Linie Ghaiba-Someo *scheidet den liegenden Antigoriogneis*, der längs der ganzen Linie nach Osten zur Tiefe taucht, *von den höhern Lappen*: 1. dem Maggialappen mit dem Lebendogneis, 2. dem Campo-Tencia-Lappen mit den Teilantiklinalen von Dalpe und 3. dem Molaremassiv mit dem Tessinergneis. Die Beziehungen dieser drei hangenden Lappen zueinander sind weiterhin zu erörtern. Ihre Lagebeziehung zum Antigoriogneis erläutert Profil A und B (pag. 81).

Das ganze Deckensystem legt sich in der Campo-Tencia-Region (Profile A und B der tektonischen Skizze pag. 81) zu einer *flachen Mulde*. Ihren Kern bilden die Granitgneise des Pizzo Barone (Profil B). Die Oberfläche des Antigoriogneises liegt hier nach der Konstruktion in 4—5 Kilometer Tiefe. Im Tessintal steigen die Gebirgsglieder wieder zu einem *flachen Gewölbe* empor, das im Monte di Sobrio seinen Scheitel hat. Dies ist der „*dôme des Alpes tessinoises*“ von Lugeon, das „*bombement transversal tessinois*“ von Argand. Der eigentliche Tessinergneis, d. h. der Granitgneis, der den grössten Teil der schroffen Talwandungen der untern Leventina bildet, kann nicht dem Antigoriogneis entsprechen, sondern ist mit den mächtigen Granitgneisen zu verbinden, die auf der Ostseite des Maggiatales, zwischen Broglio und Val Pertusio, unter den Barone tauchen. Diese Granitgneise sind die *vereinigten Granitkerne des Maggialappens und des Campo-Tencia-Lappens*. Die Vereinigung dieser beiden Lappen und ihrer Granitkerne gegen Süden zeigen die Profile 2, 3 und 4, Tafel 81 a. Die hochmetamorphen Staurolithschiefer ob Sornico repräsentieren wahrscheinlich den die zwei Lappen trennenden Muldenkern. Die Mächtigkeit der Schiefer verringert sich rasch nach Süden. Talabwärts von Prato sind sie bis jetzt nicht mehr gefunden worden. Das rasche Überhandnehmen der Granitgneise in den basalen Teilen des Campo-Tencia-Lappens gegen Süden kommt auch in den Profilen A und B (pag. 81) zum Ausdruck. Die flachmuldenförmig gelagerten kristallinen Paraschiefer, die den Orthogneis des Baronegipfels tragen (Profil B), entsprechen den Gipfelgesteinen des Campo-Tencia (Profil A), während die unter Crozolina liegenden Schiefer des Profils A mitsamt dem mesozoischen Muldenkern von Magno im Profil B dem Granitgneis Platz gemacht haben.

Der Antigoriogneis muss nach der Konstruktion der Profile A und B noch tief unter dem Tessintal begraben liegen.

Die Ansicht von *Ed. Suess* (Antlitz III/2, pag. 140), der den Antigoriogneis, abgesehen vom Verampiogranit, als das tiefste Glied im Deckensystem auffasst, stimmt mit diesem Resultat meiner Aufnahmen wohl überein.

Falls die Paragneise des Maggialappens, die den Antigoriogneis vom Tessinergneis scheiden, gegen Osten auskeilen, muss allerdings eine Vereinigung der beiden Granitgneise zu einer Masse stattfinden. Dann hat die Vermutung *M. Lugeons*¹⁾, dass der Tessinergneis die äussere Hülle

¹⁾ Bull. soc. geol. France 1901, pag. 814.

(„carapace“) der Antigoriogneisfalte bilde, eine gewisse Berechtigung. *E. Argand* jedoch, in seiner allerdings ausdrücklich als hypothetisch bezeichneten Konstruktion der Decken in der Leventina¹⁾, wölbt die Antigoriodecke im Tessintal entschieden viel zu hoch herauf.

Nicht das „bombement tessinois“, sondern der *Verampiogranit* bildet nach meinen Aufnahmen den *Kulminationspunkt der transversalen Aufwölbung der Lepontinischen Decken*.

B. Spezieller Teil.

Die Gestalt der einzelnen Faltenteile der „Massivlappen“ und der sie trennenden Mulden ist eine sehr komplizierte und bietet wegen den überaus wechselreichen Schichtstreichen ganz besondere Schwierigkeiten für die Darstellung. Ich habe versucht, auf den Profiltafeln 81 *a* und 81 *b* davon ein Bild zu geben.

Profiltafel Nr. 81 a enthält 50 Spezialprofile im Massstab der Karte zu einer Serie zusammengestellt.

Die Profilzeichnung ist nur soweit unter die Oberfläche ausgeführt, als die Aufschlüsse eine sichere Deutung zulassen.

Es ist der Versuch gemacht, die theoretische Ergänzung der Profile nach unten durch geeignete Anordnung der Nachbarprofile zu ersetzen. Der kontinuierliche Wechsel im Schichtstreichen bedingt einen entsprechenden Wechsel der Schnittlagen. Trotzdem waren Stellen nicht ganz zu vermeiden, an denen die Profillinie auf kurze Strecke mit dem Schichtstreichen parallel läuft. Die Lage der einzelnen Profile ist auf der beigedruckten Übersichtskarte 1 : 200,000 eingetragen. Bei der kulissenartigen Aufstellung der Profile in der Serie wurden Verschiebungen notwendig, um gegenseitige Überdeckung der Profile als Folge der Höhendifferenzen zu vermeiden.

Die Formationsgrenzen an der Basis der Aufschlüsse sind von Profil zu Profil durch unterbrochene Linien vereinigt. Die Gesamtheit dieser Linien gibt das geologische Kartenbild. Dasselbe ist gegenüber der richtigen Karte etwas verzerrt. Die Fehler infolge der Höhendifferenzen, der Verschiebung der Profile, der Knickung ihrer Grundlinien, sowie der Trassierung der Formationsgrenzen an der Aufschlussbasis häufen sich in diesem Kartenbild, das nur als *Kartenskizze* aufzufassen ist. Immerhin gibt dasselbe den oberflächlichen Verlauf der Formationen genügend richtig wieder, um das Verständnis der Tektonik wesentlich zu erleichtern.

Durch leichte Kolorierung der Kartenskizze sind die mesozoischen Sedimentmulden einerseits, die kristallinen Massive und Massivlappen anderseits besonders hervorgehoben.

Zur Ergänzung der Profilsérie dienen die Übersichtsprofile auf **Profiltafel 81 b**. Es sind hier einige Durchschnitte ausgewählt, die am ehesten einen Überblick über den Aufbau der Gegend verschaffen können, und auch solche, die Zusammenhänge zur Evidenz bringen, welche in der Profilsérie weniger auffallen. Die Profile sind theoretisch ergänzt bis zum Meeresniveau. Die hypothetischen Verbindungen über und unter den Profilen sind durch blasse Farbtöne verdeutlicht, die denen der Kartenskizze auf Tafel 81 *a* entsprechen.

Es ist gelungen, die Kenntnis auch von der innern Struktur der Massivlappen durch systematische Aufnahme der verschiedenen Gesteinstypen wesentlich zu fördern, während die Tektonik innerhalb der grossen Bündnerschiefermulden noch kaum erschlossen ist.

Zur weiteren Erläuterung des Gebirgsbaues sollen im folgenden die einzelnen Massive und Massivlappen kurz besprochen werden.

Gotthardmassiv.

Das Gotthardmassiv fällt nur mit seinem Südrand ins Kartengebiet. Derselbe zeigt durchgehend steile oder, infolge der Fächerstruktur, nach Süden überkippte Schichtstellung. Sein regelmässiger Verlauf wird östlich von Airolo durch eine starke Einbuchtung nach Norden unterbrochen an der Stelle, wo südlich davon das Molaremassiv (Leventinermassiv) emportaucht.

¹⁾ Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Lief. 27, Tafel III, 1911.

Molaremassiv¹⁾ und Tessinergneis.

Das Molaremassiv bildet mit dem Tessinergranitgneis einen zusammenhängenden Körper, dessen Gesteinslager in der Leventina ein flaches Gewölbe bilden, während sie sich nordwärts gegen den Rand des Gotthardmassivs hin in der Lucomagnokette steil aufrichten zu einer annähernd W-E streichenden Antiklinale, dem eigentlichen Molaremassiv.

Das Nordende des Tessinergranitgneises bildet am Monte Piottino den etwas exzentrischen Kern der Antiklinale, welcher deutlich gewölbeartig von den Paragneisen des Molaremassivs umhüllt wird.

Das *eigentliche Molaremassiv* bildet eine West-Ost streichende Antiklinale mit beiderseits zur Tiefe tauchender Axe. Bei Stalvedro unterhalb Airolo taucht der kristalline Kern der Falte unter der Trias empor, steigt ostwärts erst an, dann wieder ab und verschwindet im Osten wiederum unter die ihn allseits umhüllenden Triasbildungen zwischen Olivone und Aquila im Bleniotal.

Dieses Verhalten spricht durchaus nicht für Deckennatur des Molaremassivs, und es geht nicht an, von vornherein von der „Molaredecke“ zu sprechen, wie dies mitunter geschieht. Die starke Verengerung der mesozoischen Mulde zwischen Pizzo Lucomagno und Skai und besonders die überraschende Ähnlichkeit der kristallinen Gesteine beiderseits der Triasmulde an dieser Stelle sprechen ebenfalls gegen sehr tiefgreifende Deckenbildung. Auch *Krige* weist besonders auf diese Ähnlichkeit der Gotthard- und Lucomagnogesteine hin (lit. 70, pag. 530).

Dem axialen Auf- und Niedertauchen der Molareantiklinale entsprechen im Süden, in der untern Leventina, die beiden Schenkel des grossen *Tessinergneisgewölbes*, des „bombement tessinois“, dessen Längsaxe quer zum allgemeinen Alpenstreichen liegt (Profil A und B der tektonischen Skizze, pag. 81). Die Beurteilung, ob das Tessinergewölbe selbst eine Decke sei, muss ich auf die Aufschlüsse im Westen, d. h. im Maggiale, stützen. Hier streichen die Äquivalente des Tessinerneises zutage und werden vom Antigoriogneis unterteuft, von ihm getrennt durch Paragesteine des Maggialappen und ausgewalzte Reste der mesozoischen Teggiolomulde (vgl. *H. Preiswerk*, *Eclogæ* XII 2, pag. 171).

Die weit nach Süden ausgedehnte Trennungsfläche zwischen Antigoriogneis und Tessinergneis deutet auf ein beträchtliches Ausmass der Deckenüberschiebung, während weiter ostwärts die nahe Verwandtschaft der benachbarten Teile des Molare- und Gotthardmassives auf weit geringere Überschiebungstätigkeit hinweist. Dieser Gegensatz deutet auf *rasche Änderung der Deckengliederung in der Streichrichtung des Gebirges*.

Die Annahme einer *Vereinigung der verschiedenen Deckenkerne zu gemeinsamer Wurzel im Gebiet des Tessinergneises*, vermöchte den beobachteten Tatsachen am ehesten gerecht zu werden.

Campo-Tencia-Lappen.

Der Campo-Tencia-Lappen ist in seinem nördlichen Teil durch die mesozoischen Mulden von Dalpe und Fusio vom liegenden Tessinergneis und Maggialappen abgetrennt. Südlich von den Endpunkten dieser Mulden vereinigt sich der Campo-Tencia-Lappen mit dem Tessinergneis im Osten sowie mit dem Maggialappen im Westen.

Der Campo-Tencia-Lappen enthält drei granitische Kerne, von denen zwei gegen Süden stark anschwellen. Der tiefere der beiden letzten, die Granitmasse des Pizzo di Ruscada vereinigt sich zweifellos unter der Baronegruppe mit dem Tessinergranitgneis. Der höhere, der Augengneis des Pizzo Barone, bleibt als flache Decke vom Tessinergneis getrennt durch Granat- und Staurolithglimmerschiefer, die sich noch weit nach Süden verfolgen lassen (Profil B der tektonischen Skizze). Der *Campo-Tencia-Lappen* ist das *oberste Glied im Deckensystem* unserer Karte. Er formt eine flache NNW-SSE streichende *Quermulde*, an der sich auch die tiefern Decken beteiligen.

¹⁾ Leider hat sich in der neuen Literatur der Name „Molaremassiv“ resp. „Molaredecke“ eingebürgert — der Pizzo di Molare selbst besteht aus Bündnerschiefer —, obschon *Heim* schon 1891 die weit geeignetere Bezeichnung „Leventinermassiv“ gebraucht hat.

Am Nordende, in der Region des Campolungo, wölbt sich die Mulde schiffskielartig steil empor an den zwischen Sambucolappen und Campo-Tencia-Lappen eng zusammengepressten, steilstehenden Jura- und Triasschichten der Campolungomulde.

Das Anbränden gegen den Widerstand im Norden ist durch das Auftreten einer schön aufgeschlossenen überkippten Tauchfalte am Campolungopass markiert.

Maggialappen.

Das merkwürdigste Gebilde, das hauptsächlich der Gebirgsstruktur unseres Kartengebietes ihren absonderlichen Charakter verleiht, ist der Maggialappen. Die kristalline Masse dieses Lappens wird, wie die Karte zeigt, von mesozoischen Bildungen nahezu kreisförmig umschlossen. Die Teggiolomulde und die Campolungo-Fusio-Mulde schnüren ihn nördlich von Peccia bis zu einem nur zirka 2 Kilometer mächtigen, ostfallenden Gesteinskörper zusammen, durch den er mit dem Campo-Tencia-Lappen und dem Tessinergneis in Verbindung bleibt (Tektonische Skizze, pag. 81). Offenbar liegt in diesem gerundeten Gebilde die *antiklinale Stirne einer Decke* vor, die durch das Einpressen in die Bündnerschiefer eine starke Anschwellung erfahren hat.

Die Antiklinalenaxe fällt nach Osten ein, so dass die Oberfläche einen schiefen Querschnitt durch die ganze exagertierte Stirnwölbung liefert.

Die *innere Struktur des Maggialappens* entspricht seiner äusseren Gestalt und könnte nicht unpassend mit der einer Zwiebel verglichen werden mit nach Süden gerichtetem Stiel. Im wesentlichen sind die untern Teile der liegenden Falte, d. h. der Übergang vom Gewölbescheitel zum Mittelschenkel, erhalten geblieben, so dass das ganze Gebilde mehr löffelförmige Gestalt hat. Die im Innern dieses Löffels lagernden Gesteinskörper bilden den Kern der Deckfalte. Es sind dies namentlich die durch basische Eruptivmassen ausgezeichneten Regionen der Alp Alpigia und der Sambuco-Massari-Kette.

Ausserdem wird der Maggialappen durch eine *antiklinale Querfurche*, die ungefähr die Richtung des Maggiatales bei Sambuco ob Fusio hat, in zwei Teile geteilt, den *Rodi-Teillappen* und den kleinern *Sambuco-Teillappen*.

Der **Rodi-Teillappen** zeigt im Nordwesten flach-löffelförmige Gestalt, während gegen Südosten, d. h. gegen die Wurzelregion hin, die Ränder des Löffels sich steil aufrichten, gleichzeitig mit der Zusammenquetschung des ganzen Maggialappens. In der Region dieser Einschnürung werden an der Peripherie des Rodilappens, besonders im Pecciat al bei Ghaiba, weitgehende *Abscheerungen* der Schichtsysteme des Lappens an der Peripherielinie beobachtet. Sie entsprechen analogen Abscheerungen am Sambuco-Teillappen.

Der **Sambuco-Teillappen** erlitt eine starke Zusammenpressung zu einer der Maggia ebenfalls parallel laufenden *Quersynklinale* mit steiler Schichtstellung: N W-S E. Durch das Einpressen in die Bündnerschiefer erfolgte eine *Abscheerung* des Lappens an der rechtwinklig zu seinem Schichtstreichen verlaufenden Campolungomulde. Immerhin so, dass die inneren Strukturlinien des Lappens sich der Abscheerungsfläche einigermaßen anschmiegen. So erhielt der Sambucolappen fast völlig die Gestalt eines Kahns, die auf der Profiltafel 81 a deutlich zur Darstellung gelangt.

Die Mulde des Sambucolappens ist die nordwestliche Fortsetzung der ausgedehnten *Quermulde*, die der Campo-Tencia-Lappen bildet.

Der nördliche und nordwestliche Stirnrand des ganzen Maggialappens ist kompliziert durch zahlreiche Tauchfalten und *Rücktauchfalten* (*überkippte Tauchfalten*), sogenannte „*enroulements*“.

Dieselben sind markiert durch schmale, langgezogene Gneiseinlagerungen im Bündnerschiefer, oft begleitet von Triasbildungen. Die zwei wichtigsten durchschneiden die Alp Campo la Torba in ihrer ganzen Länge, queren die Bergkette des Mezzodi ob Airolo und lassen sich tessintalabwärts bis oberhalb Piotta verfolgen. Köpfe solcher Tauchfalten sind am Naretpass prachtvoll aufgeschlossen. Hier tauchen sie nach Norden. Weiter östlich, auf ihrem Verlauf durch die Alp Campo la Torba, gehen sie durch die Saigerstellung in Südfalten über und sind somit schon am

Mezzodi überkippt. Entsprechend den überkippten Tauchfalten des Campolungopasses an der Nordstirne des Campo-Tencia-Lappens, haben wir somit dieselben Bildungen auch an der Nordstirne des Sambuco-Teillappens.

Auch am Westabhang des Pizzo Cristallina treten analoge Erscheinungen auf.

Zur Deutung der dem Triasmarmor eingelagerten Lamelle von Granitgneis in den Gipfeln des Pizzo di Castello und des Pizzo della Rossa am Südwestrand des Maggialappens dürfte vielleicht dieselbe Auffassung dienen.

Anderseits begleiten den Rand des Maggialappens *mesozoische Teilmulden*, die den prätriaschen Massen des Lappens eingesenkt sind. Die auffallendste ist diejenige des *Ponc. di Sambuco* und des *Pizzo Massari*, die am Südfuß des Pizzo Massari in scharfer Umbiegung der Campolungomulde sich parallel stellt.

Der *innere Kern des Maggialappens*, der Alpigiagranit, vereinigt sich allem Anschein nach südlich vom Kartengebiet mit den Granitmassen des Pizzo die Ruscada, d. h. mit dem Kern des Campo-Tencia-Lappens, und damit auch mit dem Tessinergneis. Die zum Maggialappen gehörigen ostfallenden Paragneise unterteufen bis weit ins untere Maggialtal hinab den Tessinergneis resp. seine Äquivalente.

Im Westen und Südwesten wird der Maggialappen seinerseits auf einer NNW-SSE verlaufenden Linie, die bis ins untere Maggialtal reicht, von der Teggiolomulde und ihren ausgequetschten Resten unterteuft sowie vom Antigoriogneis, der das tiefste Glied im Deckensystem bildet.

Lebendungneis.

Der Lebendungneis tritt im Gebiet des Basodino und des Cavagnoli in der Breite von mehreren Kilometern ins Kartengebiet ein. Ostwärts nimmt er kontinuierlich an Mächtigkeit ab und verliert sich als schmales Band in den Bündnerschiefern am Nordabhang des Mezzodi oberhalb Airolo. In den Erläuterungen zur Simplonkarte (Tafel II, Profil 1) habe ich den Lebendungneis als Tauchfalte dargestellt. Sein Verhalten im nördlichen Tessin spricht durchaus für diese Auffassung. Ich stehe daher nicht an, den Lebendungneis mit dem Maggialappen deckentheoretisch direkt zu verbinden. Von der nach Norden vorbrandenden Stirn des Maggialappens bildet der Lebendungneis nach meiner Auffassung einen zur Tiefe sich senkenden und ausgewalzten Teil, der durch Erosion völlig vom Maggialappen getrennt wurde (vgl. die Profile B—E der Profiltafel 81 b).

Das *Zusammenhängen des Maggialappens mit dem Lebendungneis* hat für die Tektonik der Simplonregion und das südliche Tessin wichtige Konsequenzen, deren Tragweite durch weitere Untersuchungen festgestellt werden sollte.

Antigoriogneis.

Der Antigoriogneis taucht in unserem Gebiet halbkreisförmig nach NW, N, E und ESE unter die Teggiolomulde und den Maggialappen unter. Der Bogen entspricht einer Umbiegung im Streichen der ganzen, antiklinal aufgewölbten Antigoriogneismasse, die dadurch wieder als obere Decke auf sich selbst zurückgefaltet wird. Im Knie der Umbiegung liegen bei Bosco die Reste einer hangenden Decke eingeklemmt, die dem Lebendungneis resp. dem Maggialappen entsprechen müssen.

Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik.

Die Form der Gebirge im nördlichen Tessin erweckt leicht den Eindruck weitgehender Unabhängigkeit von der geologischen Struktur.

Die Bergketten zeigen sich in ihrem Verlauf mehr als reine Erosionskämme zwischen zwei Tälern, weniger als Richtungen geologisch wichtiger Linien. Der Eindruck wird wesentlich durch das Fehlen einer einheitlichen Struktur durch das ganze Kartengebiet hindurch und durch den bunten Wechsel der Streichrichtungen der geologischen Körper hervorgebracht. Tatsächlich lässt sich aber der Zusammenhang von Gebirgsform und Tektonik in manchen Teilen sehr wohl erkennen.

Vor allem springt in die Augen der gewaltige, gegen Norden konvex gewölbte Bogen des Tessintales, das zwischen All'Acqua und dem Monte Piottino genau dem Nordrand der gebogenen *Bedrettoschiefermulde* folgt. Weniger deutlich macht sich die *Pioramulde* in der Topographie bemerkbar. Die *Teggiolomulde* vollends scheint nicht den geringsten Einfluss auf die Gebirgsgestalt auszuüben, während anderseits die *Zweigmulde des Campolungo* eine tiefe Querrinne durchs Gebirge hervorruft.

Die Gebirgskette, die vom *Cavagnoligletscher* zum *Ponc. di Vespero* bei Airolo zieht, folgt der Streichrichtung der geologischen Formationen. Indessen wird die Kammhöhe abwechselnd von Bündnerschiefer oder von Lebendgneis gebildet.

Die Gebirgskette des *Lucomagno* folgt im allgemeinen dem Streichen des kristallinen Massives, aus dem es besteht (Leventinermassiv), biegt aber im westlichen Teil etwas nach Norden aus, so dass der genau West-Ost streichende Augengneiskern vom Pizzo Pettano an westwärts die Kammlinie verlässt und am Südabhang ausstreicht.

Auch die Kette vom *Tanedo* zum *Skai*, die das Pioratal im Norden begleitet, folgt dem Schichtstreichen.

Die drei genannten Ketten gehören dem *nördlichen* Gebiet an, in dem *zentralmassivische Struktur* vorherrscht. *Südlich* davon sind die Verhältnisse völlig andere. Streichende Kämme sind selten, Querkämme die Regel. Ein neues, für die Gebirgskettenbildung bedeutsames Moment kommt zur Geltung: die *Querfaltung der Decken*.

Die streichende Kette Cavagnoli-Vespero setzt sich südlich von Airolo fort im Mezzodi, Sassello, Massari und jenseits der Campolungosenke in den hohen Gipfeln des Pizzo Ganna, Campo-Tencia und Pizzo Barone. Die ganze Kette vom Mezzodi bis zum Barone bildet nun, wie Karte und Profile zeigen, den Muldenkern einer flachen, quer zum Alpenstreichen verlaufenden Faltung, während der NW-SE verlaufende Teil des Maggiatales in der entsprechenden antiktinalen Aufwölbung liegt.

So sehen wir die das Alpenstreichen querenden Strukturlinien im Maggiagebiet orographisch auffallend stark ausgeprägt. Vielleicht hat dies seinen Grund darin, dass diese Strukturlinien ihre Entstehung einer relativ späten Gebirgsbewegung verdanken.

Anhang.

Gesteinsanalysen.

In der untenstehenden Tabelle (Seite 77) sind die Resultate der 8 chemischen Analysen eingetragen, die an Gesteinen des Kartengebietes von Herrn Dr. *Fritz Hinden* im Mineralogischen Institut der Universität Basel ausgeführt worden sind. Zu den 6 ersten Analysen sind die Mittel von der Geologischen Kommission bewilligt worden.

Nr. 1. Grauer, feinkörniger Augengneis, der aus **Granitporphyr** hervorgegangen ist. Der Fundort ist der zweite Gneiskeil am Grat südlich vom Naretpass. Der Gneis bildet eine Einlagerung zwischen Trias- und Juragesteinen. Der Typus ist bezeichnend für den grössten Teil der Orthogneislamellen, die an der Peripherie des Maggialappens als überkippte Tauchfalten in die Bündnerschiefer eingewalzt sind.

Die Bestandteile des Gesteins sind: *Orthoklas*, der als bis 1 cm grosse, gerundete Einsprenglinge in schönen Zweihälftern auftritt. Mikroskopisch zeichnet er sich durch Gitterstruktur und perthitische Verwachsungen aus und bildet oft Relikte in grössern *Albitporphyroblasten*, die als Neubildungen aufzufassen sind. *Quarz* bildet den überwiegenden Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. Fast schwarzer *Biotit* findet sich regelmässig verteilt im Grundgewebe sowie einsprenglingsartig. Daneben reichlich *Muscovit*. Nebengemengteile sind *Epidot*, *Apatit*, *Titanit* und *Chlorit*. Das spezifische Gewicht des Gesteins ist 2.67.

Nr. 2. **Porphyrartiger Biotitgranit** (Granitit) mit nahezu normalem Granithabitus von der Costa auf der Alp Ceresa im obersten Maggialtal. Das Gestein entspricht dem Normaltypus des grossen Matorellogranitmassives im Kern des Maggialappens.

Die Bestandteile sind: Bis 2 cm grosse *Orthoklaseinsprenglinge* von weisser oder etwas grünlich-gelblicher Farbe, schwachvioletter *Quarz* in Nestern und schwarzer *Biotit* in bis 1 cm grossen Putzen. So erscheint das Gestein schwarz-weiss-violett gefleckt. Untergeordnet finden sich *Chlorit*, wenig *Muscovit* sowie zonargebaute Plagioklase aus der Reihe des *Oligoklas-Albit*. Ferner wurde *Epidot*, *Apatit* und *Zirkon* bestimmt. Das spezifische Gewicht des Granits ist 2.70.

Nr. 3 ist die Analyse eines gangförmigen *Aplites*, der im normalen Matorellogranit der Analyse Nr. 2 aufsetzt. Fundort ist Piatto auf der Alp Ceresa.

Die Gemengteile sind: *Orthoklas* mit und ohne Gitterstruktur, mit Perthitspindeln und häufiger Myrmekitbildung an der Peripherie der Körner. *Quarz* in reichlicher Menge, oft mit Zahnstruktur ohne jede mechanische Umwandlung. Der *Biotit* ist sehr dunkelfarbig, nur von ganz wenig *Muscovit* begleitet. Vereinzelt ist einschlussreicher *Plagioklas*. Ferner sind *Apatit* und *Zirkon* beobachtet. Das spezifische Gewicht des Aplites ist 2.61.

Nr. 4 ist eine **basische Ausscheidung** aus dem Matorellogranit, ein dunkelgrünes, weissgesprenkeltes, hornblendereiches Gestein von **gabbroidem Charakter**. Es tritt schlierenartig in Begleitung der Aplites im Granit von Piatto auf Alpe Ceresa auf.

Die vorherrschenden dunkeln Gesteinsgemengteile sind *Hornblende* und *Biotit*. Letzterer bildet grössere Porphyroblasten, die alle andern Gemengteile gelegentlich als idiomorphe Kristalle einschliessen, wodurch Siebstruktur entsteht. Das farblose Grundgewebe besteht vorherrschend aus stark zonarem, basischem *Plagioklas* und etwas *Quarz*. Untergeordnet finden sich Erze, *Apatit*, *Rutil* und *Turmalin*. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt 3.00.

Der Aplit der Analyse Nr. 3 einerseits und die gabbroiden Schlieren Nr. 4 andererseits sind *Spaltungsprodukte des Granitmagmas des Matorellogranites*, der die chemische Zusammensetzung von Analyse Nr. 2 hat. Die Proportion der Magmaspaltung ist im vorliegenden Falle so, dass die Zusammensetzung des Granits einer Mischung von drei Teilen Aplitsubstanz (Nr. 3) mit einem Teil Gabbrosubstanz (Nr. 4) entspricht. Errechnet man unter dieser Voraussetzung die Zusammensetzung des Granits, so erhält man die in der Tabelle Seite 77 unter 4a stehenden Zahlen. Die Übereinstimmung mit der unter 2 gegebenen Analyse des Granits ist nahezu für alle Bestandteile eine überraschend gute. Damit in völligem Einklang errechnet sich das spezifische Gewicht des Granits unter denselben Voraussetzungen aus den spezifischen Gewichten der Aplit- und der Gabbrosubstanz zu 2.707, eine Zahl, die mit der des vorher experimentell bestimmten spezifischen Gewichtes (2.70) tatsächlich recht genau übereinstimmt.

Nr. 5. Hornblendegabbro aus der Randfazies des Alpiagranites. Fundstelle unterhalb der Hütten der Alpe di Rodi westlich oberhalb Fusio. Das Gestein ist der Typus der basischen, hornblendereichen Abarten der mächtig entwickelten dioritischen Randfazies, die das Alpiagranitmassiv im Nordwesten umrandet und gegen die Granatglimmerschiefer und braunen Gneise der Alpe di Rodi abgrenzt.

Vorherrschend sind die dunkeln Gemengteile grüne *Hornblende* und gelblichbrauner *Biotit*. Die Pigmenteinschlüsse der Hornblende deuten auf Entstehung aus einem primären Gemengteil (Diallag). Der helle Gemengteil ist *basischer Plagioklas*. Nebengemengteile sind Zoisit und Rutil. Das spezifische Gewicht des Gabbro ist 3.01.

Nr. 6 ist die Analyse eines streng parallelstruierten, hellen, feldspathreichen **Gneises** mit schwarzen, dünnen Biotitlagen. Der Fundpunkt ist auf Alpe di Rodi nahe Punkt 1717 m. Seiner eigenartigen, chemischen Zusammensetzung nach kann er unter den Orthogneisen nur bei Abkömmlingen von Anorthositgesteinen untergebracht werden und ist dann zur gabbroiden Grenzfazies des Alpiagranites zu zählen.

Die zurücktretenden dunkeln Gemengteile sind *Biotit* und *Hornblende*. Die Hauptmasse ist das farblose Grundgewebe, das wesentlich aus *Plagioklas* besteht. Die meist kleinen Individuen bilden eine Art Pflasterstruktur. Sie zeigen inverse Zonenbildung und sehr starke Differenzen in der Zusammensetzung von Kern und Schale. Auch etwas *Quarz* ist vorhanden. *Granat* tritt schwarmweise auf in kleinen Kriställchen, *Titanit* in Körneraggregaten. Das spezifische Gewicht ist 2.75.

Nr. 7. Hornblende-Peridotit. Das Gestein findet sich in Blöcken am Ausgang des Tobels bei Roseto im Bavonatal. Es entstammt den basischen Einlagerungen im Antigoriogneis, welche an den Steilwänden über der Alp Oglie anstehen und mit den Topfsteynvorkommen der Alpen Oglie, Sovenedo und Croso in Zusammenhang stehen. Der Hornblende-Peridotit von Roseto ist in der Tat als Primärgestein der berühmten Topfsteine des Pecciales aufzufassen. Das dunkelgrüne, frische, äusserst zähe Gestein präsentiert sich als „Schillerfels“ durch die glänzenden poikilitischen Hornblendespaltflächen.

Die Bestandteile des Gesteins sind: Blassgrüne *Hornblende*, *Hypersthen*, gelbbrauner *Biotit*, *Olivin*, oft in Körnerform poikilitisch in Hornblende eingewachsen, spärlicher *Plagioklas* mit 50 bis 60 % Anorthitgehalt und endlich reichlich *Pleonast* in grössern Körnern oder aber meist myrmekitartig in Hornblende eingewachsen. Das spezifische Gewicht beträgt 3.23.

Nr. 8. Feinbändriger, gefalteter **Granatgneis** (Paragneis), anstehend an der Strasse von Fusio nach Sambuco, etwa 1 Kilometer nördlich von Fusio unmittelbar vor der Schlucht des Baches von Fontanalba.

Das Gestein besteht wesentlich aus einem granoblastischen Quarz-Feldspath-Grundgewebe, das von Biotithäuten durchzogen und von kleinen, rötlichen Granaten durchspickt ist. Die Gemengteile sind folgende: *Biotit* von rötlichbrauner Farbe, seltener *Muscovit*, *Granat* in etwas abgerundeten Rhombendodekaedern. Als weiterer Einsprengling ist *Disthen* vereinzelt gefunden worden. Im Grundgewebe: *Oligoklas* mit 15—20 % Anorthitgehalt, *Quarz* sehr reichlich, gelegentlich Rutil, Erze, Zirkon. Das spezifische Gewicht ist 2.78.

Dieser Granatgneis kann als Typus der „braunen Gneise“ (vgl. pag. 59) gelten. Seine chemische Zusammensetzung stellt ihn zu den Paragneisen und weist auf ein Tonsediment als Primärgestein.

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 4 a	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Si O ₂ . . .	70.35	68.35	74.80	46.70	67.70	50.25	57.80	43.85	58.80
Ti O ₂ . . .	0.50	0.40	0.20	1.40	0.50	0.90	0.80	0.30	—
Al ₂ O ₃ . . .	16.60	15.86	13.85	17.47	14.75	14.89	24.05	11.67	27.54
Fe ₂ O ₃ . . .	0.79	0.78	0.35	2.61	0.90	2.35	0.40	2.80	1.36
Fe O . . .	2.03	2.97	0.63	10.07	2.99	7.11	3.12	9.57	6.12
Mn O . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—
Mg O . . .	0.47	1.22	—	5.50	1.26	8.02	0.38	22.07	2.14
Ca O . . .	1.10	3.10	1.05	8.60	2.94	9.85	8.28	4.81	1.35
K ₂ O . . .	3.14	3.07	4.57	1.65	3.84	0.91	1.22	0.99	} 0.87
Na ₂ O . . .	3.94	3.08	4.26	2.59	3.85	2.11	3.11	2.19	
H ₂ O (Glühverl.)	1.38	1.18	0.32	2.65	0.90	2.66	1.06	2.72	0.87
Summa	100.30	100.01	100.03	99.24	—	99.05	100.52	100.97	99.05

Berichtigungen.

Seite 47, Linie 20, lies: Die Feldspathisierung, statt: Diese Feldspathisierung.

- „ 52, „ 21, „ Es sind hier vorwiegend
- „ 53, „ 22, „ G. Linck (43)
- „ 54, „ 7, „ Pseudomorphosen.
- „ 57, „ 2, „ „Molaremassiv—Tessinerneis“.
- „ 57, „ 40, „ in den Paragneisen tritt er selten auf, und zwar
- „ 60, „ 31, „ und seinen nordwestlichen Ausläufer.
- „ 61, „ 20, „ Bezeichnung, statt: Beziehung.
- „ 62, „ 22, „ G. Klemm (44).
- „ 63, „ 20, „ dass einige der schmalen, in Bündnerschiefer
- „ 64, „ 34, „ sprechen durchaus dafür.
- „ 65, „ 10, „ Hornfelse.
- „ 69, „ 23, „ zu einer flachen Quermulde. Den Kern dieser „Deckenmulde“
- „ 69, „ 25, „ Im Tessintal steigt das Deckensystem wieder zu einem flachen Quergewölbe
- „ 69, „ 42, „ muss, entsprechend der Darstellung auf Profil A und B
- „ 71, „ 21, „ muss sich auf
- „ 72, „ 1, „ wölbt sich die Quermulde im Streichen schiffskiartig
- „ 72, „ 4, „ Das Anbränden des Campo-Tencia-Lappens gegen
- „ 72, „ 10, „ durch den der Maggialappen, statt: durch den er
- „ 74, „ 1, „ Die Formen der

Literaturangaben

zur

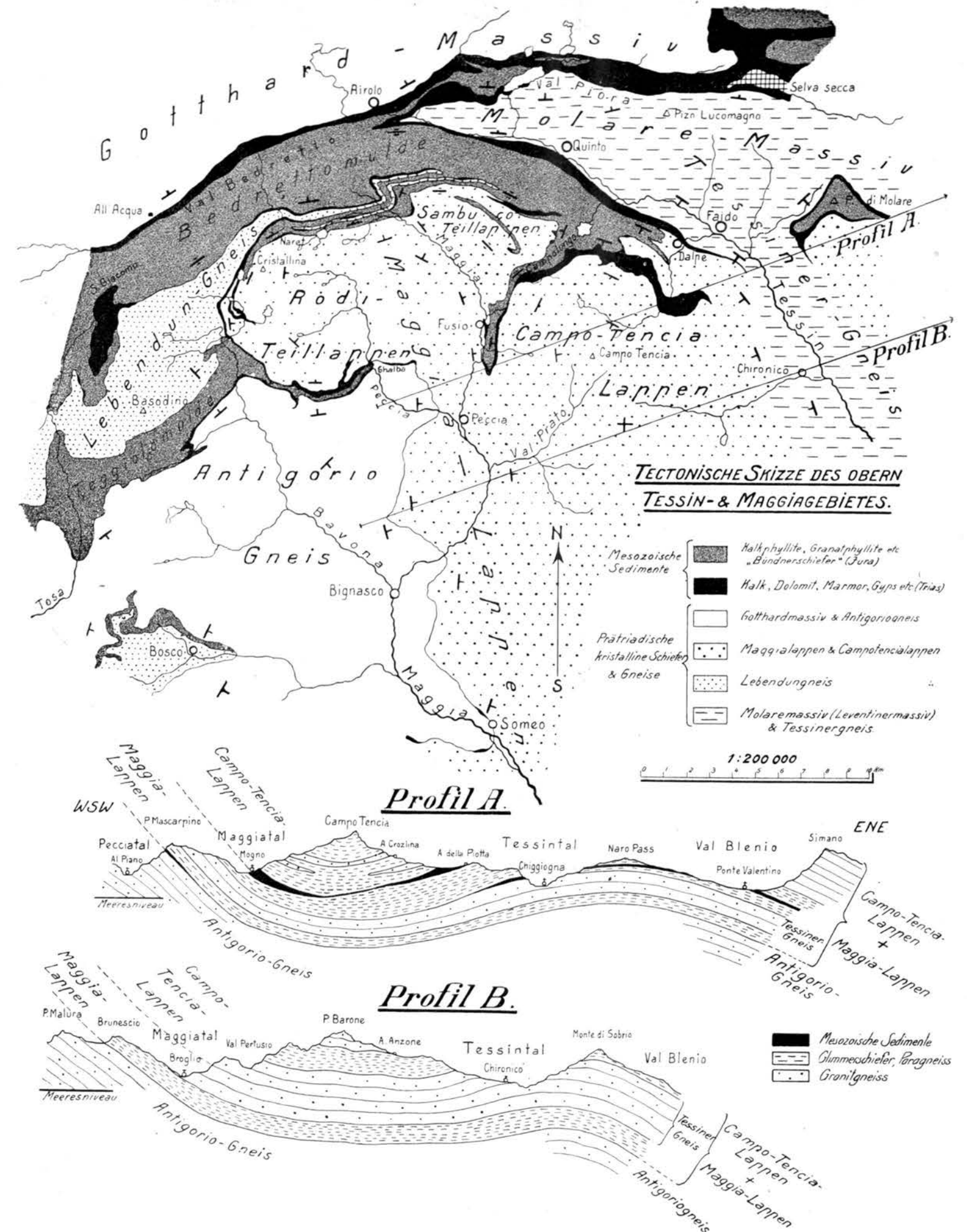
Geologie des Obern Tessin- und Maggiagebietes.

1783. 1. *E. Pini*. Memoria mineralogica sulla montagna e sui contorni di San Gottardo. — Milano.
1796. 2. *H.-B. de Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel. T. VII, p. 10 ff.
1804. 3. *J. G. Ebel*. Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art die Schweiz zu bereisen. — Zürich. II. Teil, p. 13 und 239.
1806. 4. *C. Amoretti*. Viaggio di tre laghi. — Milano.
1815. 5. *Ch. Lardy*. Bericht über einen Ausflug nach dem Campolungo. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 69—81.
1815. 6. *Ch. Lardy*. Über den Gips aus dem Tale Canaria. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 11.
1823. 7. *L. von Buch*. Über Dolomit als Gebirgsart (Analyse des Dolomit vom Campolungo). — Berlin.
1833. 8. *Ch. Lardy*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard (Karte des Bedretto- und Pioratales). — Schweiz. Denkschr. I, 2. Abt.
1844. 9. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, p. 323, 326 und 327.
1845. 10. *L. Lavizzari*. Sui minerali della Svizzera italiana.
1849. 11. *L. Lavizzari*. Istruzione popolare sulle principali rocce del Cantone Ticino.
1851. 12. *B. Studer*. Geologie der Schweiz (Bd. I. Die Tessiner Alpen, p. 226—35).
1853. 13. *B. Studer und A. Escher*. Carte géologique de la Suisse 1 : 380,000.
1862. 14. *G. vom Rath*. Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XIV, p. 376, 382, 401.
1863. 15. *B. Studer*. Geschichte der physischen Geographie der Schweiz. — Bern, Stämpfli & Cie., p. 31, 66, 180, 198, 640, 642, 644.
1865. 16. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 100,000. Blatt XVIII, Brig-Airolo.
1869. 17. *L. Rütimeyer*. Thal- und Seebildung. — Schweighauser, Basel (Lividental, p. 44).
1869. 18. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (mit Karte 1 : 200,000). — Neue Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., XXII.
1873. 19. *F. Giordano*. Esame geologico della Catena Alpina del San Gottardo (mit Karte 1 : 50,000). — Memorie p. s. a. descr. della carta geologica d'Italia. R. Comitato geologico. Vol. II.
1873. 20. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet (mit Karte 1 : 50,000). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XV, p. 63—66, 77—92, 110 ff.
1874. 21. *F. M. Stappf*. Geologische Tabellen und Durchschnitte über dem grossen Gotthardtunnel. — Spezialbeilage zu den Berichten des Schweiz. Bundesrates, Bern. Dazu geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, Kilometer 38—149 in 1 : 25,000.
1877. 22. *Th. Engelmann*. Über den Dolomit des Binnentales und seine Mineralien, verglichen mit dem vom Campo Lungo. — Dissertation Bern. (Referat: Zeitschr. f. Krist. Bd. 2, p. 311, 1878).
1880. 23. *F. M. Stappf*. Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. — Quartalsbericht des Schweiz. Bundesrates, Bern.

1881. 24. *F. Rolle*. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin (Karte 1 : 100,000, Blatt XIX, Bellinzona-Chiavenna). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIII, p. 10, 12, 19, 32.
1881. 25. *F. M. Stapf*. Geologische Beobachtungen im Tessental. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 33, p. 604, 606.
1882. Idem. Bd. 34, p. 41, 65, 71, 511, 543, 548.
1882. 26. *F. M. Stapf*. Wie am Monte Piottino die Parallelstruktur des Gneises in Schichtung übergeht. — Neues Jahrb. f. Min., p. 77, 80, 87.
1884. 27. *F. M. Stapf*. Geologische Übersichtskarte entlang der Gotthardbahn. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XXXVI, H. 1, p. 197.
1888. 28. *U. Grubenmann*. Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. — Thurgauische naturf. Ges. H. VIII.
1890. 29. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of the geol. soc. London, XLVI.
1891. 30. *A. Heim*. Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XXV, p. 316, 346, 348.
1892. 31. *F. M. Stapf*. Crystalline schists of the Lepontine Alps. — Geol. Magazine. January.
1894. 32. *A. Baltzer*. Geologische Exkursionen im Berner Oberland und Gotthardmassiv. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich, Librairie Payot, Lausanne, p. 168.
1894. 33. *C. Schmidt*. Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizeralpen. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich.
1894. 34. *T. G. Bonney*. On mesozoic rocks and crystalline schists in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. geol. soc. London 50, p. 285—301.
1900. 35. *E. Weinschenk*. Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen (Alpe Sponda). — Zeitschr. f. Krist. B. XXXII, p. 258.
1900. 36. *W. M. Davis*. Glacial Erosion in the valley of the Ticino. — Appalachia IX.
1900. 37. *A. Heim*. Gneisfältelung in alpinem Zentralmassiv . . . (Dazio Grande). — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1901. 38. *M. Lugeon*. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 814.
1905. 39. *A. Stella*. Il problema geo-tettonico dell' Ossola et del Sempione (Tafel 1). Roma.
1906. 40. *H. Schardt*. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges., p. 319 und Tafel I.
1906. 41. *A. Heim*. Über die nördlichen Lappen des Tessinermassives. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich (Geol. Nachlese Nr. 17).
1906. 42. *E. J. Garwood*. The Tarns of the Canton Ticino. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. LXII, p. 165—193.
1907. 43. *G. Linck*. Orthoklas aus dem Dolomit vom Campolungo. — Neues Jahrb. f. Min. Bd. I, p. 21—31.
1904. 44. *G. Klemm*. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. — Sitzungsber. d. K. Pr. Akad. d. Wissensch., Berlin. 4 Berichte: 1. 7. Januar II, p. 46—65. 2. 13. April 1905 XX, p. 442—453. 3. 26. April 1906 XXII, p. 420—431. 4. 7. März 1907 XII, p. 245—258.
1908. 45. *C. Schmidt und H. Preiswerk*. Geologische Karte der Simplongruppe 1 : 50,000. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 26. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen.
1908. 46. *J. Königsberger*. Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno und Beschreibung der Mineral-lagerstätten des Tessinermassivs (mit Literaturverzeichnis). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. — Bd. XXVI, p. 488—564.
1908. 47. *L. Hezner*. Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXVII, p. 157—218.
1908. 48. *J. Königsberger*. Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard etc. — Eclog. geol. Helv. T. 10.

1909. 49. *Ed. Suess*. Das Antlitz der Erde. — III/2, p. 138 u. 139.
1909. 50. *L. Hezner*. Der Peridotit von Loderio. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1909. 51. *J. Königsberger*. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv. — Eclog. geol. Helv. Vol. X, Nr. 6, p. 852—896.
1910. 52. *J. Königsberger*. Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive etc. — Comptendu XI, internat. Geologenkongress Stockholm, p. 644.
1910. 53. *H. Schardt*. L'éboulement préhistorique de Chironico. — Boll. soc. ticinese sc. nat.
1911. 54. *G. Klemm*. Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Bd. 63, Monatsber. Nr. 8/10.
1911. 55. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. 31.
1912. 56. *J. Königsberger*. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., p. 501—529.
1912. 57. *E. Gutzwiller*. Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 1—64.
1912. 58. *E. Gutzwiller*. Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. — Zentralblatt f. Min., Nr. 12, p. 354.
1912. 59. *H. Preiswerk*. Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 169.
1912. 60. *H. Lautensach*. Die Übertiefung des Tessingebietes. — Geogr. Abhandl. von A. Penk, N. F. I, Teubner, Leipzig.
1913. 61. *W. van Holst-Pellekaan*. Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. — Dissertation. Zürich.
1914. 62. *P. Niggli und W. Staub*. Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 45, p. 69 u. 70.
1914. 63. *H. Lautensach*. Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. — Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. IX, Leipzig.
1915. 64. *J. Weber*. Geologische Wanderungen durch die Schweiz (Clubführer des S. A. C.). III, p. 181 bis 196. Rascher, Zürich.
1916. 65. *R. Staub*. Zur Tektonik der südlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46.
1916. 66. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie etc. Deutsche Min. Ges. Bd. V, p. 242.
1917. 67. *R. Staub*. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen (mit Literaturverzeichnis). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46, III. Abt.
1917. 68. *M. F. Rabowski*. Les lames cristallines du Val Ferret etc. — Procès-verbaux soc. vaud. sc. nat. 5. Dezember.
1917. 69. *H. Preiswerk*. Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. — Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 28, p. 165—190.
1918. 70. *L. Krige*. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung (mit Literaturverzeichnis). — Eclog. geol. Helv. XIV. p. 519—654.
1918. 71. *E. Argand*. Die Tektonik des Val Blegno. — Eclog. geol. Helv. XIV, p. 685.

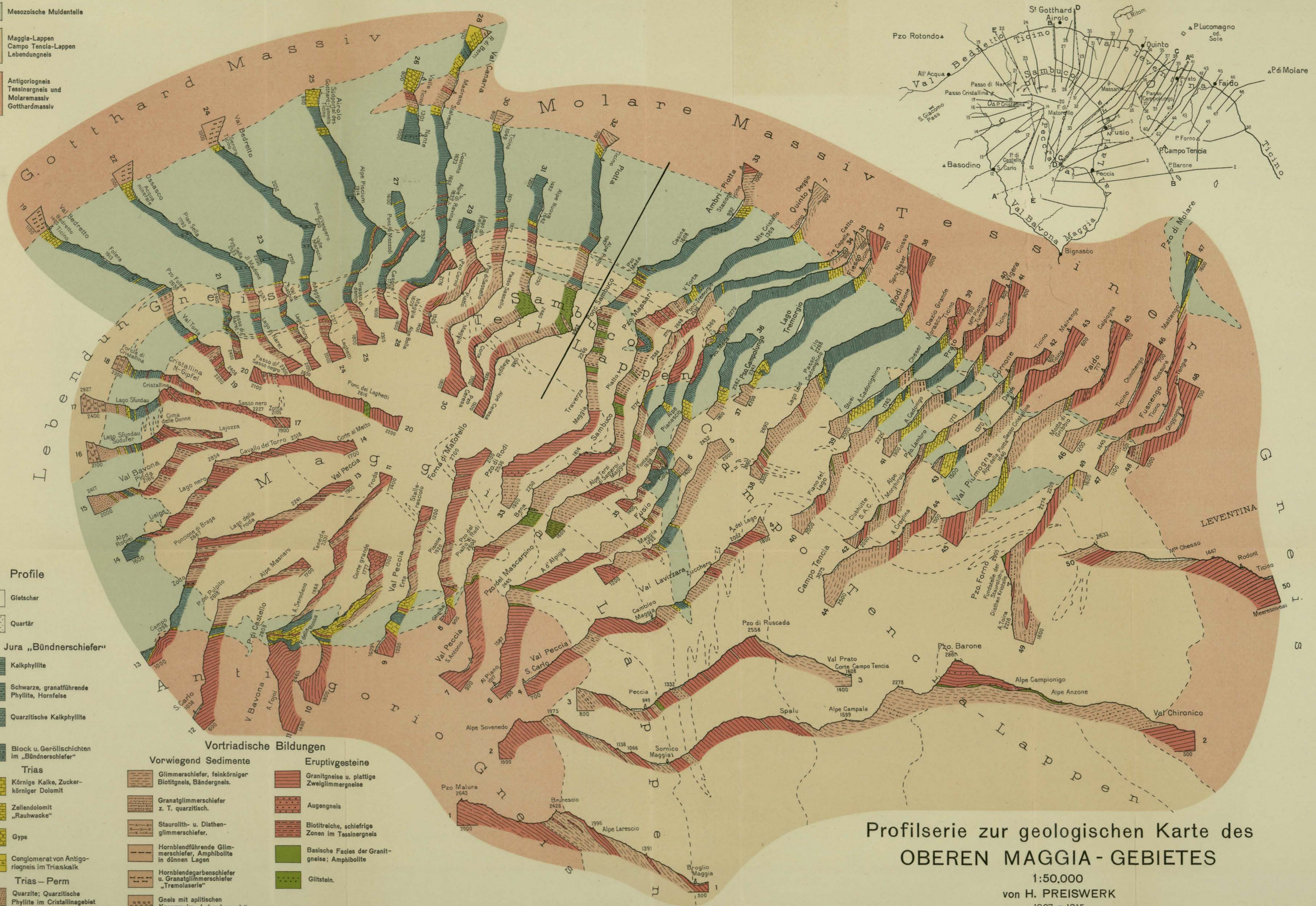
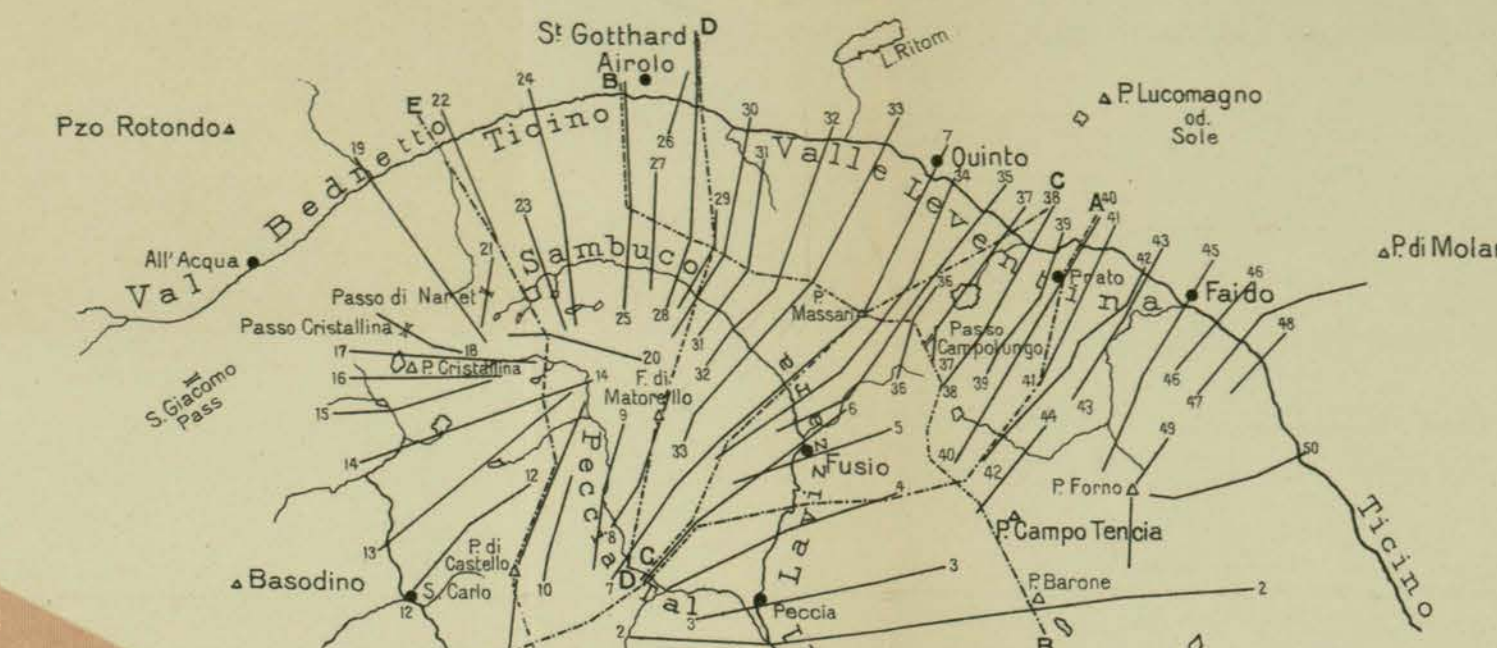




Tektonische Kartenskizze

- Mesozoische Muldentelle
- Maggia-Lappen
Campo Tencia-Lappen
Lebendgneis
- Antigorigneis
Tessinerigneis und
Molaremassiv
Gotthardmassiv

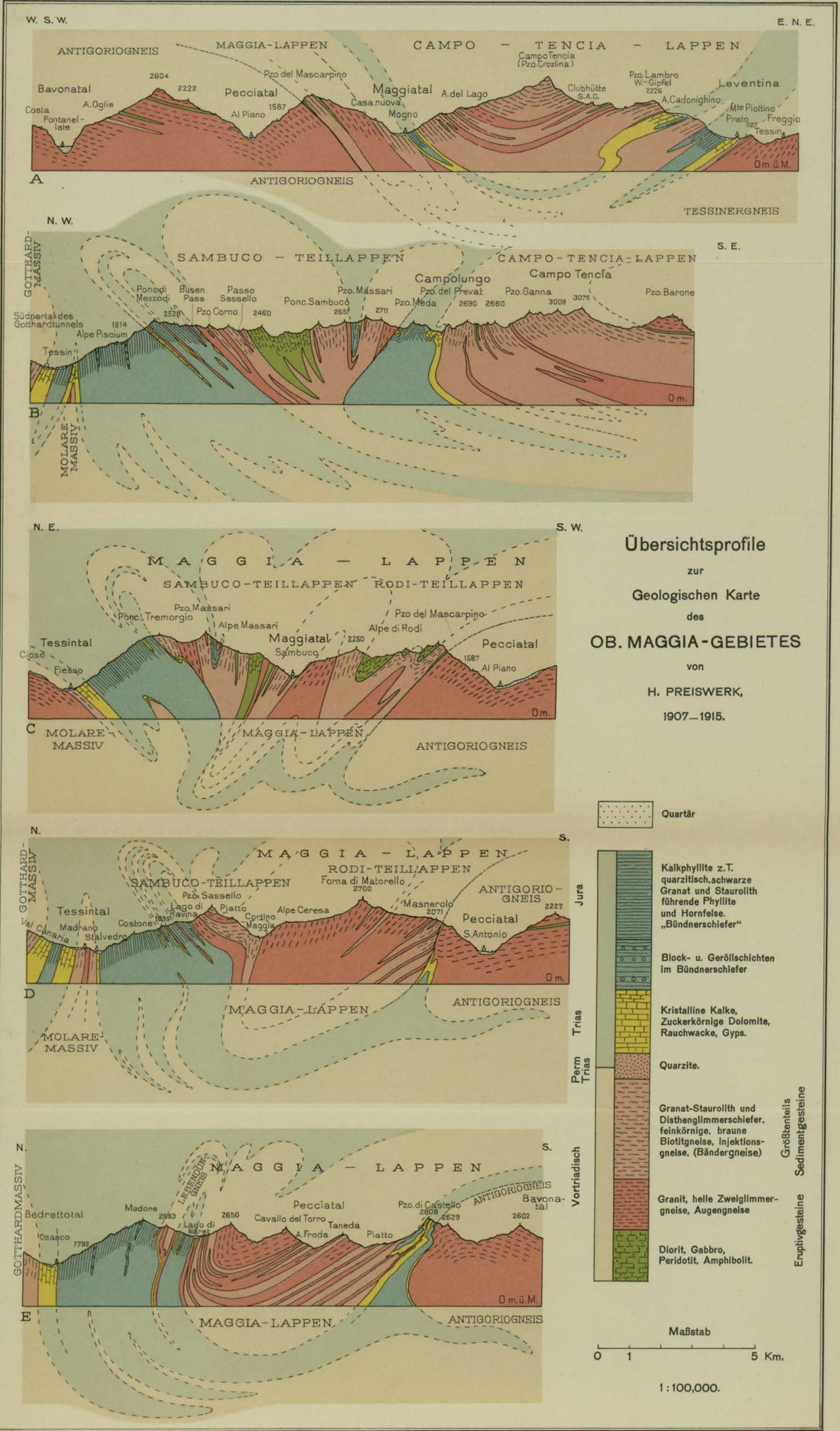
Übersichtskarte 1:200.000 für die Lage der Profile auf Tafel 81^a u. 81^b



- Profile
- Gletscher
 - Quartär
- Jura „Bündnerschiefer“
- Kalkphyllite
 - Schwarze, granatführende Phyllite, Hornfelse
 - Quarzitische Kalkphyllite

- Vortriadische Bildungen
- Vorwiegend Sedimente
- Trias
 - Körnige Kalk, Zucker-körniger Dolomit
 - Zellendolomit „Rauhwacke“
 - Gyps
 - Conglomerat von Antigo-riogneis im Triaskalk
 - Trias-Perm
 - Quarzite; Quarzitische Phyllite im Crystallinagebiet
- Eruptivgesteine
- Granitgneise u. plattige Zweiglimmergneise
 - Augengneis
 - Blotitreiche, schiefrige Zonen im Tessinerigneis
 - Basische Facies der Granit-gneise; Amphibolite
 - Giltstein.
- Gneis mit apitischen Knauern im „Lebendgneis“

Profilserie zur geologischen Karte des
OBEREN MAGGIA - GEBIETES
1:50.000
von H. PREISWERK
1907 - 1915



GEOLOGISCHE KARTE des oberen TESSIN und MAGGIA-GEBIETES

von
H. PREISWERK
1907 — 1917

unter Mitarbeit von A. Jeannet und Benutzung der Arbeiten von L. J. Krige und W. van Holst

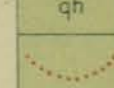
Beiträge zur Geologie der Schweiz. Auf Kosten der Eidgenossenschaft
herausgegeben von der Schweiz. Geolog. Kommission unter Leitung von Alb. Heim, 1918.

Hierzu Profiltafeln No. 81a und 81b und Erläuterungen No. 26. Spezialkarte No. 81. *See Lief. 26, 4*

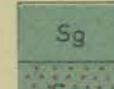
Quartär
Alluvium

 Talböden
 Gehängeschutt
 Trockene Schuttkegel
 Bachschuttkegel
 Terrassenränder
 Bergflurze und Sackungen mit Ausbruchsnischen

Diluvium

 Lokalmoräne
 Hauptmoräne
 Wälle

Jura „Bündnerschiefer“

 Kalkphyllite
 Granatführende graue und schwarze Phyllite „Hornfels“
 Staurolithführende schwarze Phyllite
 Quarzitische Kalkphyllite und Kalkquarzte
 Conglomerate und Blockschichten im Bündnerschiefer

Trias

 Quartenschiefer (Pioragebiet)
 Körniger Kalk; Marmor, Z. T. quarzitisches
 Zuckerkörniger Dolomit
 Zellendolomit „Rauhwacke“
 Gyps
 Conglomerate an der Basis der Trias (bei Campo im Bavenatal)

Trias-Permocarbon

 Quarzite
 Quarzreiche, helle Glimmerschiefer (Verrucano?)


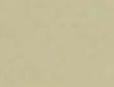
 Carbon

Praetriadische Kristalline Schiefer und Gneise

Vorwiegend Sedimente (Paragneise)

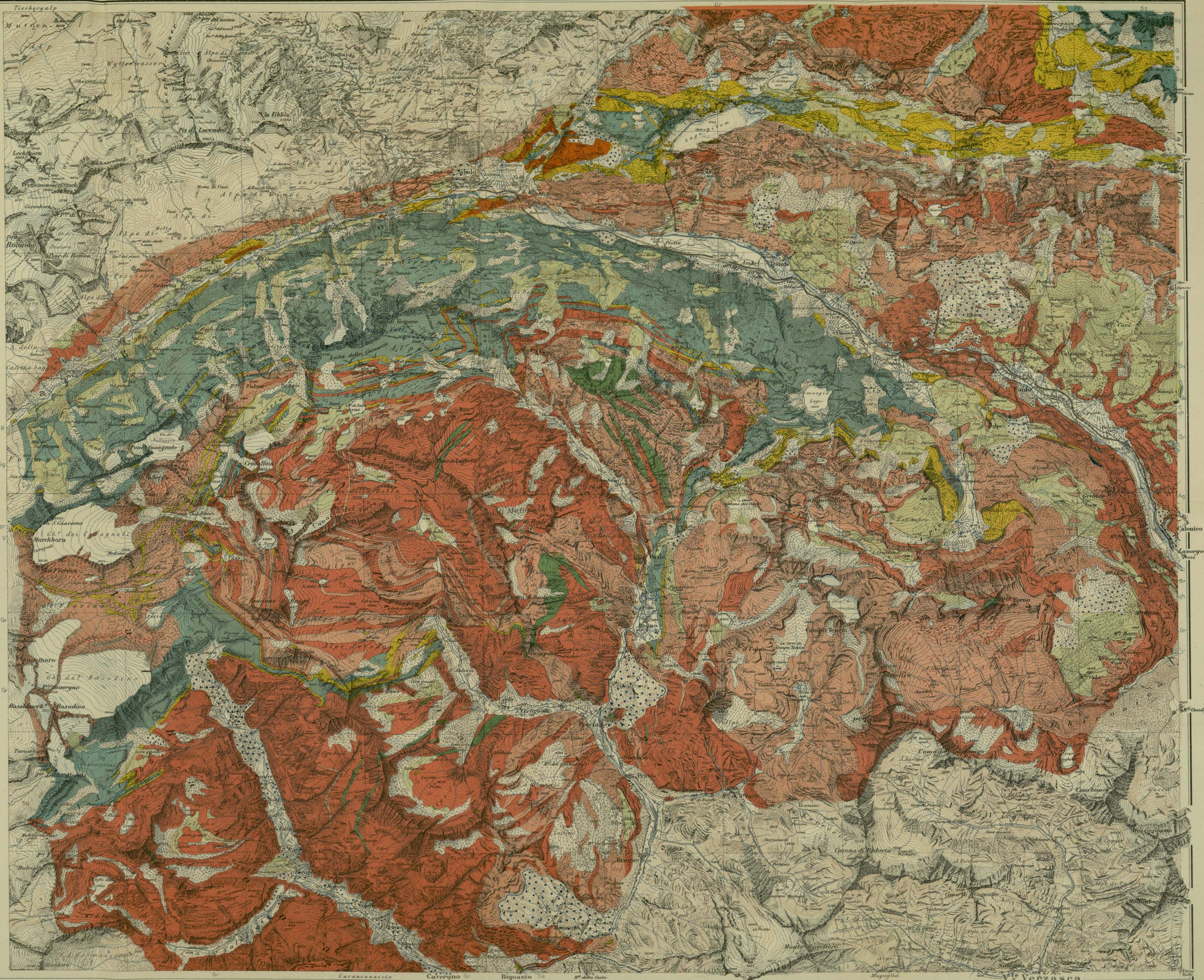
 Glimmerschiefer; feinkörnige braune Biotitgneise „Bändergneise“, Injectiongneise, Orthogneise Z. T.
 Granatglimmerschiefer; Granatquarzschiefer des Campolungo
 Staurolith-Disthenglimmerschiefer
 Amphibolithführende Gneise und Amphibolite
 Gneise mit schlierigen Kernen, Typus Lebendungs (Injectiongneise?) Gr = Breccie bei Airolo
 Hornblende- und Quarzgneise, Granatglimmerschiefer
 Amphibolite u. Quarzite der „Tremolaserie“

Eruptivgesteine (Orthogneise)

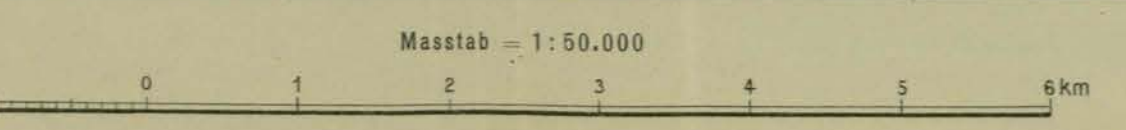
 Granitgneise und -plattige Zweiglimmergneise
 Augengneise und „Medelsgranite“
 Glimmerreiche, schlierige Zonen im Tessinergneis
 Basische Zonen in den Granitgneisen, Basische Eruptivmassen in den Paragneisen.
 Metamorphe Periode: „Toplatine“, „Pietre ollare“

Verteiler

Simplon - Karte No. 49 Schmid u. Preiswerk rev. 1906	491	503	1917	1917
	H. Preiswerk			
	1907-1917			
	495	507		



Überdruck aus dem topographischen Atlas der Schweiz. Blätter No. 491, 495, 503 und 507.
Mit Bewilligung der Schweiz. Landestopographie vom 6. VI. 1916



Kartograph. Anstalt Hofer & Co., A.-G., Zürich

Spezialkarte zu 81

zu Lief. 26, II

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Dritter Teil

Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales

Mit 1 Karte in 1:25 000 (Nr. 106), 2 Tafeln und 15 Figuren im Text

Von

Alfred Werenfels

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1924

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Preis — Prix: **Fr. 6.—**

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Dritter Teil

Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales

Mit 1 Karte in 1:25 000 (Nr. 106), 2 Tafeln und 15 Figuren im Text

Von

Alfred Werenfels

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1924

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 3. März 1923 legte Herr *Alfred Werenfels* das druckfertige Manuskript dieser Untersuchung vor.

Die Kommission nahm die Arbeit des Herrn Werenfels, die von †Herrn Prof. C. Schmidt empfohlen wurde, zur Publikation in den «Beiträgen» an, und zwar war ihr das möglich, weil der Verfasser sich bereit erklärte, einen namhaften Beitrag an die Druckkosten zu leisten. Dafür sei dem Autor aufs beste gedankt.

Die gesammelten Belegstücke, Schliffe etc. befinden sich in der geologischen Sammlung des naturhistorischen Museums in Basel.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Oktober 1923.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>I. Einleitung</i>	81
<i>II. Geologische Übersicht</i>	82
<i>III. Geologische und petrographische Beschreibung</i>	83
A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke	84
B. Casannaschiefer der Bernharddecke	85
1. Sericitallbitschiefer	85
2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer	89
3. Hornblendeschiefer	97
4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer	99
C. Mesozoische Gesteine	100
1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias	100
2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer	105
3. Ophiolitische Gesteine	106
a) Grünschiefer	107
b) Serpentin und Asbest	114
c) Ofenstein und Talkschiefer	116
<i>IV. Morphologie</i>	117
A. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit	117
B. Terrassen	118
C. Alte Flussläufe	119
D. Sackungen und Bergstürze	120
<i>V. Zusammenfassung</i>	122
<i>Literaturverzeichnis</i>	123

I. Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Geologie des *Vispertales*, d. h. des Talstückes von der *Vereinigung* der *Saaser- und Mattervisp* bis zur Rhone.

Die ersten eingehenden geologischen Untersuchungen über das Gebiet veröffentlichte *H. Gerlach* in den «*Penninischen Alpen*» 1869. Seine geologischen Aufnahmen sind auf einer Karte im Massstab 1 : 200,000 niedergelegt und wurden später auf Blatt XVIII der geologischen Karte der Schweiz, 1 : 100,000, verwendet.

Mehr als 30 Jahre später publizierte *H. Preiswerk* seine gründlichen petrographischen Studien über die «*Metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine zwischen Visp und Brig (1901)*» sowie über die «*Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*» (1907). Die geologische Karte des Vispertales ist im wesentlichen enthalten in der «*Karte des Simplongebietes*», 1 : 50,000, von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (1907).

A. Rothpletz gibt in seinen «*Beiträgen zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes*» (1904) gleichfalls eine ausführliche Darstellung von der Verbreitung der Grünschiefer im Vispertal, wobei er zu wesentlich anderen Resultaten gelangt als *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*.

Dieses schon so eingehend untersuchte Gebiet wählte ich, einer Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. *C. Schmidt* folgend, zum Gegenstand einer geologisch-petrographischen Studie. Die Veranlassung dazu ergab sich aus zwei Umständen:

1. Im Sommer 1918 untersuchte Herr Prof. *H. Preiswerk* mit meiner Assistenz im Auftrage des damaligen schweizerischen Bergbaubureaus die Asbest-, Ofenstein- und Talklagerstätten im Aufnahmegebiet¹⁾, ferner für die «*Apaval*» (*Association des producteurs d'Anthracite du Valais*), Sion, die im Vispertal signalisierten Vorkommen von Anthrazit beziehungsweise Graphit. Der weitere Ausbau dieser Studien und ihre eingehende Verarbeitung bildet einen Bestandteil der vorliegenden Arbeit.

2. Seit 1915 hat Prof. *A. Buxtorf* Gelegenheit, eingehende Untersuchung zu machen auf der Ostseite des Visper- und Saastales im Gebiet des Zuleitungsstollens Balen-Riedji des Kraftwerkes Ackersand des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. Bei dieser Gelegenheit entdeckte Prof. *A. Buxtorf* die Carbonvorkommen der Gsponfluh, des Riedbaches und von Brunnen Gesteren. Sowohl vom Sackungsgebiet von Staldenried als auch vom Schuttrevier des Riedbaches hat Prof. *A. Buxtorf* geologische Detailkarten in grossem Massstabe entworfen. Ab 1919 konnte ich mich als Assistent an diesen geologischen Studien beteiligen und sämtliche Resultate in der vorliegenden Arbeit benützen und weiter verarbeiten. Der Direktion des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. und Herrn Prof. *A. Buxtorf* bin ich dafür zu grossem Dank verpflichtet.

Im Sommer 1918 begann ich mit den Aufnahmen im Felde und beendigte sie im Sommer des folgenden Jahres. Das gesammelte Material wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel bearbeitet.

An dieser Stelle danke ich meinen Lehrern, den Herren Prof. *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, sowie Prof. *A. Buxtorf* für ihre Hilfe, die sie mir im Felde und im Laboratorium im Laufe meiner Untersuchungen gewährten.

¹⁾ Vgl. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges (S. 224—25, S. 197—98). Kümmerly & Frei. Bern 1919.

II. Geologische Übersicht.

Am Aufbau der Region des Vispertals beteiligen sich Elemente der drei folgenden tektonischen Einheiten:

- A. die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken;
- B. die Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke;
- C. die kristallinen Schiefer und das Carbon der Bernharddecke.

A. Die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken umfassen den südlichen Teil der grossen Zone mesozoischer Sedimente, welche vom Bedrettal über den Nufenenpass durchs Binnental ins Rhonetal hinüberstreicht. Diese Zone entspricht der *Bedrettomulde* von C. Schmidt (Lit. 17, S. 491). Nach E. Argand (Lit. 27, S. 5) gehören die Bündnerschiefer des Vispertales zum *Substratum der penninischen Decken*.

In drei gesonderten Zügen erreichen die in *penninischer Facies* ausgebildeten Kalkschiefer von Osten her das Vispertal; sie verschmelzen bei Visp zu einem Zug, der dem südlichen Abhang des Rhonetals weiter gegen Westen folgt. Die drei Kalkschieferzüge werden als mehr oder weniger weit in die Tiefe tauchende *Mulden* gedeutet, die durch zwei dazwischen aufstechende *Gneisantiklinalen* getrennt sind.

1. Der Hauptstamm der drei Züge, bestehend aus *Kalkphylliten* mit Einlagerungen von braunen, quarzigen Schiefern, aber ohne Linsen von *Ophioliten*, folgt in ostwestlicher Richtung dem Rhonetal von Brig zum Glisshorn, durch das untere Gamseki zum Nordabhang des Gebidems und erreicht zwischen Visp und dem Staldbach die Visp. Vereinigt mit den beiden andern Zügen, folgt dieser Hauptstamm dem Rhonetal weiter gegen Westen.

2. Der zweite Kalkschieferzug, die *Gantermulde* nach C. Schmidt (Lit. 17, S. 491), wird durch die Gantergneisantiklinale vom Hauptstamm getrennt. Die Gantermulde besteht ebenfalls aus *Kalkphylliten*, die jedoch öfters Einlagerungen von *Ophioliten* zeigen. Die Mulde streicht in nordwestlicher Richtung aus dem Gamsertal hinauf zum Gebidemsee nördlich der Ferche, wendet hier gegen Westen und nimmt bei Visperterminen von neuem die Direktion gegen Nordwesten, um sich im Mittellauf des Staldbachs mit dem Hauptstamm zu vereinigen.

3. Der südlichste, dritte Kalkschieferzug, die *Magenhornmulde* C. Schmidts (Lit. 17, S. 491), ist auf der Ostseite des Vispertals durch die Gneisantiklinalen von Visperterminen und Unter Stalden, auf der Westseite durch die grosse Ophiolitmasse unterhalb Zeneggen von der Gantermulde getrennt. Die Magenhornmulde setzt sich aus *Kalkphylliten* zusammen, die am Rande gegen die Gneise aus grauen, dichten, zum Teil marmorartigen Kalken bestehen. In diese Kalke lagert sich an der nördlichen Peripherie eine kontinuierliche Kette von *Grünschieferlinsen* ein; während sich im Süden an der Grenze gegen die Bernharddecke nur ein schmales Grünschieferlager findet. Die Magenhornmulde lässt sich vom Magenhorn, westlich des Simplonpasses, verfolgen gegen Westen ins Gamseki und von da hinauf zur Ferche. Von hier verläuft sie nach Südwesten gegen Ober Arbegge und weiter in westlicher Richtung nach Riedji. In einem scharfen Knick wendet sich die Magenhornmulde hier gegen Nordnordwesten und überquert, beträchtlich verbreitert, zwischen Ackersand und Barmühle die Visp; die Kalkschiefer der Mulde bilden die Terrasse von Im Aesch-Zeneggen und vereinigen sich nördlich Zen Stadlen mit dem Hauptstamme.

B. Zu den Orthogneisen der Monte Leone-Ofenhorndecke gehört in der Region des Vispertals der Gneiskopf des Gebidems, der das sichtbare westliche Ende der Gantergneisantiklinale C. Schmidts (Lit. 17, S. 491) darstellt. Das Gebidem wird durch den Hauptstamm der Bündnerschieferzone und durch die Gantermulde begrenzt, wobei sich zwischen die mesozoischen Sedimente und die Orthogneise fast durchwegs *triassische Gesteine* einschalten.

C. Zur *Bernharddecke* gehören im Vispertal die beiden durch die Magenhornmulde getrennten *Antiklinalen* von *Visperterminen*, *Unter Stalden* einerseits und die *Zone Gspon-Törbel* anderseits. Die kristallinen Schiefer der gesamten Bernhardzone nannte H. Gerlach (Lit. 2, S. 86) *Casannaschiefer*; in der Region des Simplons werden sie von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 34) lokal als *Berisalgneise* bezeichnet.

1. Die *Antiklinale von Visperterminen* nennt E. Argand (lit. 27, S. 4) «*Löffel*» oder «*digitation*»; sie wird durch die Ganter- und die Magenhornmulde begrenzt. Die Antiklinale streicht als 3—400 m breites Band aus dem Gamseki zur Ferche hinauf; verbreitet sich westlich Abschlacht beträchtlich und erreicht zwischen Salenboden und Visperterminen die grösste Ausdehnung in nordsüdlicher Richtung. Sie verschmälert sich nun rasch, wendet sich gegen Norden und überquert als schmaler Zug unterhalb Bitzenen den Riedbach; nach einer neuen Richtungsänderung findet die Antiklinale oberhalb des Weges Hinter Stalden-Visperterminen ihren Abschluss.

2. Die *Antiklinale von Unter Stalden* ist schon auf der ersten Karte Gerlachs (Lit. 1) angedeutet; während sie auf Blatt XVIII der schweizerischen geologischen Karte sowie auf der Simplonkarte nicht zur Darstellung gelangt. Die nördliche Grenze der Antiklinale fällt ungefähr mit dem Rande des steilen Abhangs des Staldbachtales bis auf 1100 m Höhe zusammen, von wo die Südgrenze gegen die Kirche von Unter Stalden verläuft und dann anscheinend längs einer Querstörung abrupt um zirka 200 m gegen Süden springt; in ostwestlicher Richtung erreicht sie die Visp gegenüber der Hohen Fluh. Die westliche Grenze dieses dreieckförmigen Gneiskomplexes verläuft östlich des Talwegs Visp-Neue Brücke.

3. Die Gneiszone Gspon-Törbel umfasst das Gebiet südlich und westlich der Magenhornmulde; die Nordgrenze ist zwischen dem Gamsertal und Vispertal Ost-West gerichtet. Vom Ackersand an der Visp wendet sie sich westlich der Visp gegen Norden und verläuft durch den Äschengraben gegen Zeneggen. Dieses plötzliche Vorpellen der Zone, sowie das Untertauchen der Antiklinalen des Gebieds von Visperterminen und Unter Stalden sind eine Folge des starken *Axialgefälles des ganzen Faltensystems*.

Die kristallinen Schiefer der Bernhardzone sind ausgesprochene Paragesteine. Schieferige Sericit-albitgneise herrschen vor. Einlagerungen von Hornblendeschiefern werden gelegentlich angetroffen. Besonders bemerkenswert sind aber graphit- und anthrazithaltige Schiefer, zum Teil Graphitgneise, die namentlich an der Grenze gegen die Bündnerschiefer in kontinuierlichen Zügen auftreten, aber auch im Innern der kristallinen Schiefer Einlagerungen bilden. Diese kohligen Schiefer sind zuerst westlich des Simplonhospizes von C. Schmidt und H. Preiswerk beobachtet und als das östlichste Auftreten des Carbons im Wallis gedeutet worden. Ihre weitere Verbreitung im Umkreis des Vispertales konnte von mir konstatiert werden.

Im Süden werden die kristallinen Schiefer der Bernharddecke durch die Zone der mesozoischen Sedimente Zinal-Zermatt-Saasgrund begrenzt. Vom Vispertal aus können die leuchtenden, weissen Kalkwände des Barrhorns erkannt werden, die zu dieser Zone im Liegenden der Dent Blanche-Decke gehören.

III. Geologische und petrographische Beschreibung.

Die Gesteine der drei beschriebenen tektonischen Einheiten sollen im folgenden nach Beschaffenheit und Verbreitung beschrieben werden. Die prätriassischen kristallinen Schiefergesteine sind einerseits die *Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke*, die ihre Verbreitung im Gebidem finden, anderseits die ganze Gruppe der «*Casannaschiefer der Bernharddecke*, die hauptsächlich aus Sericit-albitschiefern, ferner aus graphit- und anthrazitführenden Schiefern sowie aus Einlagerungen von Hornblendeschiefern bestehen. Die *mesozoischen Gesteine* sind 1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias, 2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer und 3. ophiolitische Gesteine: Grünschiefer, Serpentine mit Asbest, Ofensteine und Talkschiefer.

A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke.

(Gebidemgneis.)

Die zwischen Gamseki und Vispertal sich erhebende, massige, 2328 m hohe *Bergkuppe des Gebidems* besteht aus einer einheitlichen Gneismasse. Sie wird rings umgeben von Dolomit, Gips und Rauhwacke, die sich an der Peripherie der Antiklinale in geschlossenem Zuge von Mittlenhaus im Gamseki hinauf nach Menschi und weiter über Aaregggen, Muggi zur Ferche und wieder hinunter ins Gamsertal nach Niedersten verfolgen lassen. Während sich diese triassischen Sedimente im allgemeinen zwischen Gneise und die Bündnerschiefer einschalten, wird der Dolomitzug, welcher von Mittlenhaus nach Menschi als Liegendes des Gebidemgneises hinaufzieht, seinerseits von einer schmalen Gneis-lamelle unterteuft. Da die Untersuchung der beiden Gneise die nahezu vollständige petrographische Übereinstimmung ergeben hat, deute ich diesen schmalen Gneiszug im Sinne *E. Argands* als «*encapuchonnement*». In der triassischen Hülle des Gebidems fehlen Apophysen von Orthogneis vollständig, wie auch die Erscheinungen eines Kontakthofes. Für die von *A. Rothpletz* (Lit. 35) von neuem aufgegriffene Hypothese einer posttriassischen Intrusion, die später auch noch von *M. Gonsalves* (Lit. 41, S. 515) unterstützt wurde, finden sich keinerlei Anzeichen.

Der Gantergneis ist aufgeschlossen in der Felswand nördlich Hanschalp und bei der Lokalität Muggi; hier am Ausgang des «Gebidemtunnels» (ein zirka 3 km langer Stollen, der im Sommer das Wasser der Gamsa aus dem Gamseki in die Bewässerungskanäle von Visperterminen leitet) können im Aushub frische Handstücke gewonnen werden.

Das Gestein erscheint graugrün mit zahlreichen kleinen, weissen oder rosafarbenen Flecken, hervorgerufen durch Feldspateinsprenglinge, die dem deutlich geschieferten, zum Teil druckgerieften Gneis eine lentikuläre Textur verleihen. Neben diesen eckigen Einsprenglingen bildet der Feldspat, vergesellschaftet mit Quarz, auch ganz flache abgeplattete Linsen, so dass eine Art Lagen- oder Bändergneis entsteht.

Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Albit, Quarz und Biotit, untergeordnet Kalifeldspat.

Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen Calcit, Hornblende, Rutil, Apatit und Magnetit.

Albit und Quarz bilden ein fein- bis mittelkörniges, granoblastisches Grundgewebe, das durch den schuppig entwickelten Biotit zum Teil einen lepidoblastischen Charakter annimmt. Ganz vereinzelt treten grosse Kalifeldspatindividuen als Porphyroblasten auf. Das vollständige Fehlen von Streckungshöfen deutet auf eine blastoporphyrische Struktur. Die Textur ist undeutlich kristallisationsschief, zum Teil lentikular.

Der Albit bildet mit dem Quarz den Hauptbestandteil des Grundgewebes; er ist im allgemeinen arm an Einschlüssen, nur einige grössere, porphyroblastenähnliche Individuen sind reich an Quarz, Biotit und Rutil. Der Albit wurde bestimmt mit Hilfe der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke*; sie ergab

$$\left. \begin{array}{l} + \text{ Stellung } \varepsilon > \gamma'; \omega > \alpha' \\ || \text{ Stellung } \omega > \gamma; \varepsilon > \alpha' \end{array} \right\} 0-16 \% \text{ An.}$$

Der Quarz tritt in meist zahnstruierten, undulös auslöschenden Körnern im Grundgewebe mit Albit auf. Er ist fast vollständig frei von Einschlüssen.

Der Biotit durchsetzt in feinen Schüppchen, die der Schieferungsebene oft parallel gelagert sind, das Gestein. Er zeigt einen starken Pleochroismus nach folgendem Schema:

$$\begin{array}{ccc} c & = & b & > & a \\ \text{dunkel olivgrün} & & & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Sein Axenwinkel ist klein (zirka 10°); der optische Charakter positiv. Dieser olivgrüne Biotit bleicht oft vollständig aus; wie sich an allmählichen Übergängen vom stark pleochroitischen Biotit zum vollständig farblosen Glimmer konstatieren lässt, dessen Axenwinkel, wie auch die übrige optische Orientierung derjenigen des farbigen Biotits entspricht. Quantitativ kommt der ausgebleichte Biotit dem farbigen gleich oder überwiegt ihn sogar um ein geringes.

Der *Kalifeldspat* ist durch sein Auftreten in Form von unregelmässig begrenzten Porphyroblasten charakterisiert. Er wurde durch seine niedrigere Lichtbrechung als diejenige des Albits sowie durch den optisch negativen Charakter einwandfrei nachgewiesen. Auffallend ist eine starke Bestäubung, anscheinend durch Rutilmikrolithe hervorgerufen; als weitere Einschlüsse treten auf Spaltrissen *Calcit* und eine *tremolitische Hornblende* auf, in langen, feinen Nadelchen. Eine deutliche *Mikroklingitterlamellierung* des Kalifeldspates ist nicht zu erkennen; sie scheint nur in der verschwommenen, submikroskopischen Ausbildung vorhanden zu sein, die sich durch die wogende Auslöschung verrät. Die Spuren der *Kataklase* sind besonders deutlich an den eingeschlossenen Calciten wahrzunehmen, die oft deutlich verbogen oder gebrochen sind. Auch Andeutungen von Mörtelkränzen an der Peripherie der Porphyroblasten sind in diesem Zusammenhang bemerkenswert. Von den *Neben- und Übergemengteilen* verdienen die prächtigen, nur mikroskopisch sichtbaren Magnetitoktaederchen erwähnt zu werden.

Der vorliegende Gneis ist jedenfalls ein *Orthogestein*; neben dem zahlreichen Vorkommen des primären Biotits spricht das Auftreten des *Kalifeldspats* dafür, der als Reliktfeldspat aufzufassen ist. Ob es sich bei diesem Gneis um einen rekristallisierten, zertrümmerten *Porphy* handelt, ist nicht sicher zu eruieren, da die Spuren der Kataklase in der Grundmasse fast vollständig verschwunden sind.

Makroskopisch nicht vom Gebidemgneise zu unterscheiden ist derjenige der Gneislamelle, welche sich im Gamseki zwischen die randliche Trias des Gebidems und die Kalkschiefer des Hauptstamms schaltet.

Ein Handstück von Menschi zeigt im Dünnschliff folgendes Bild:

Die *Struktur* kann ebenfalls als *blastoporphyrisch* bezeichnet werden; allerdings sind hier die Anzeichen für ein *ursprünglich porphyroblastisches* Gestein bedeutend stärker. Die Spuren der Kataklase können nicht nur in den typischen Mörtelkränzen um die *Kalifeldspateinsprenglinge* erkannt werden, sondern auch in einzelnen Quarzlinsen des Grundgewebes, deren kräftig undulös auslöschende Individuen durch Rekristallisation aus den Trümmern eines einzigen Quarzindividuums hervorgegangen sind. Das Grundgewebe ist im allgemeinen *granoblastisch*; für gewisse Teile bedingt die Entwicklung des Glimmers allerdings eine deutliche *lepidoblastische* Struktur.

Die *Textur* ist undeutlich kristallisationsschiefrig. Der *Mineralbestand* gibt sich in folgenden *Hauptgemengteilen* kund: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit* und untergeordnet *Kalifeldspat*. Als *Nebengemengteile* treten auf: *Apatit*, *Epidot* und *Rutil*.

Der *Feldspat* tritt als *Kalifeldspat* nur in vereinzelter, einsprenglingartigen Individuen auf, die häufig mit einem ausgeprägten Mörtelkranz umgeben sind. *Undulöse Auslöschung* und die typische *Mikroklingitterstruktur* sind als Wirkungen des Stresses durchwegs zu beobachten. Im *Grundgewebe* konnte der Feldspat nicht einwandfrei bestimmt werden, es dürfte sich sehr wahrscheinlich um *Albit* handeln. Der *Quarz* kommt in Form kleiner Xenoblasten im ganzen Grundgewebe verteilt vor; daneben findet er sich in den erwähnten Linsen, die neben dem Kalifeldspat eine Art Augen darstellen. Ganz untergeordnet erscheint ein *dunkel olivgrüner Biotit*, dessen Absorptionsschema demjenigen des Gebidemgneises entspricht. Obwohl hier das Ausbleichen des Biotits nicht direkt beobachtet werden kann, so halte ich den *sericitisierten, farblosen Glimmer* ebenfalls für ausgebleichten Biotit, dafür spricht jedenfalls auch der kleine Axenwinkel. Der farblose Glimmer umflasert die Quarz- und Feldspatäugen und stellt den hauptsächlichsten Träger der Schieferigkeit dar.

Die weitgehende Übereinstimmung dieses Gneises von Menschi mit dem Gebidemgneis ist evident. Der Menschigneis ist etwas weniger dynamometamorph verändert, so dass der ursprüngliche *Quarzporphy* noch besser erkannt werden kann.

B. Casannaschiefer der Bernharddecke.

1. Sericitalbitschiefer.

Das vorherrschende Gestein der beschriebenen zwei Zonen der Bernharddecke im Vispertal sind *Sericitalbitschiefer*, die sich in petrographischer Beziehung durch eine überraschende Gleichförmigkeit sowohl des Mineralbestandes als auch der Struktur und Textur charakterisieren. Diese Paragesteine

gehören nach der Systematik von U. Grubenmann ¹⁾ in ihrer Gesamtheit zur Ordnung der tonerreicheren *Sericitalbitgneise*. Ein abweichender Typus findet sich nur in der Teilantiklinale von *Unter Stalden*, in welcher eine ganz untergeordnete Masse von *Epidot-Albitgneisen* erscheint.

Die Farbe der *Sericitalbitschiefer* ist vorwiegend grünlichgrau für die phyllitischen Varietäten, während die quarz- und feldspatreicheren, gneisigen Typen hell- bis dunkelgrau erscheinen. Bei Zunahme des Graphit- beziehungsweise Anthrazitgehaltes in denselben entwickeln sich Typen, die als graphit- und anthrazitführende Schiefer im folgenden Abschnitt besprochen werden. Die *feinschiefrigen Gesteine* zeigen eine ziemlich regelmässige *Paralleltexur*, die durch grüne Glimmerchloritlagen hervorgerufen wird, welche dem Hauptbruch den typisch sericitischen Seidenglanz verleihen. Oft ist ihnen auch eine deutliche Bänderung eigen, indem die erwähnten grünen, glimmerigen Lagen mit helleren, weissen Quarz-Feldspatlagen alternieren, das Überwiegen der letzteren bedingt die *gneisartigen Typen*. In der Regel sind diese beiden Lagenarten keineswegs scharf gegeneinander abgegrenzt, vielmehr sowohl durch ineinander Auskeilen als auch durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft. Der letztere Fall ist relativ selten, er führt in seiner extremen Entwicklung zu einem nahezu massigen, körneligen Gestein, wie es nur in einigen Handstücken aus dem Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Beilage I) bekanntgeworden ist. Die feine Körnelung des Hauptbruchs wird durch kleine Knöllchen, im Mittel 1—2 mm Durchmesser zeigend, hervorgerufen. Wie das Mikroskop lehrt, bilden Aggregate von Albit diese Knötchen. Das auffallendste Merkmal aller dieser Gesteine besteht in der überall auftretenden feinen Fältelung, eine Art *Druckriefung*, die sich aber nirgends so stark ausprägt, dass der Hauptbruch im grossen ganzen nicht als ebenflächig bezeichnet werden könnte. Stärkere Fältelung, wie sie für gequälte Gesteine typisch ist, findet sich nur selten und zwar in den ausgesprochenen schiefrigen Gesteinen.

Makroskopisch erkennt man vor allem Glimmer und Chlorit, welche die grünlich seidenglänzenden Häute bilden. Quarz, und mit Hilfe der Spaltflächen, Albit kann gleichfalls mit blossen Auge erkannt werden; von den Erzen erreicht der Pyrit oft grössere Dimensionen, während der fast durchgehend auftretende Magnetit meistens nur im Dünnschliff nachzuweisen ist.

Besonders deutlich gibt sich die Gleichförmigkeit der Casannaschiefer im *mikroskopischen* Bild zu erkennen.

Die *Struktur* ist vorwiegend *homöoblastisch*, sie wird gelegentlich auch schwach *porphyroblastisch*, indem einzelne Feldspat- oder Quarzindividuen die durchschnittliche Grössenordnung dieser Mineralien beträchtlich überschreiten, so dass kleine Porphyroblasten entstehen, die aber kaum die Grenze der makroskopischen Sichtbarkeit erreichen.

Der herrschende Typus ist die *feinkörnig granoblastische-lepidoblastische* Struktur, je nachdem man mehr die Quarz-Feldspatpartien oder die Chlorit-Glimmerlagen des Gesteinsgewebes ins Auge fasst. Der granoblastische Teil zeigt oft eine deutliche Siebstruktur der einzelnen Albitxenoblasten, die von zahlreichen Einschlüssen aus Sericit, Chlorit, Graphitit, weniger häufig auch von Quarz durchschwärmt werden, meist kreuz und quer ohne erkennbare Anordnung, seltener nach der Schieferung geordnet. Auch klastische Reliktstruktur, besonders blastopsammitische Strukturen erscheinen in einzelnen Partien.

Die *Textur* ist im allgemeinen *feinschiefrig*, die hauptsächlichen Träger der Schieferigkeit sind Chlorit und Glimmermineralien, die in zusammenhängenden Zügen den Schliff durchsetzen. Die erwähnte, makroskopisch sichtbare «*Druckriefung*» kommt unter dem Mikroskop nur undeutlich zum Ausdruck. Die blätterigen Komponenten zeigen fast durchgehend eine feinschuppige Ausbildung; in den höheren Teilen der Decke werden sie oft auch bedeutend grösser. Hin und wieder kann auch ein mikroskopisch feines *lentikulares Gefüge* auftreten. Die Kristallisationsschieferung wird angedeutet durch die Orientierung des Sericits und der Chloritmineralien, während für Albit und Quarz eine solche kaum beobachtet wird.

Der Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Chlorit, muskovitischer Glimmer.

¹⁾ U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. II. Auflage, Bornträger, Berlin 1910.

Neben- und Übergengenteile: Titanit, Leukoxen, Apatit, Magnetit, Limonit, Pistazit, Klinozoisit, Carbonat, Biotit, Zirkon, Graphit, Turmalin.

Die Hauptkomponenten treten gemeinsam in sämtlichen Casannaschiefern auf, ihr gegenseitiges Mengenverhältnis unterliegt aber oft bedeutenden Schwankungen. Von den angegebenen Neben- und Übergengenteilen fanden sich in keinem Schliff sämtliche vereinigt.

Der *Albit* ist der einzige Feldspat, der in den Casannaschiefern angetroffen wird. Selbst als Relikte liessen sich keine andern nachweisen. Sämtliche Bestimmungen der Auslöschungsschiefen wurden an Schnitten senkrecht zu den Bisektrizes ausgeführt. Wenn immer möglich, d. h. sobald die Auslöschungsschiefe gegen (010) bestimmt werden konnte, fanden Schnitte vertikal auf α stehend Verwendung. Sie sind nach *Becke*¹⁾ weniger empfindlich gegen Orientierungsfehler als solche, die senkrecht auf c stehen. Hier werden nur solche benutzt, die genau der Vertikalstellung von c entsprachen. Der Durchschnitt aus sämtlichen Messungen senkrecht c ergab eine Auslöschungsschiefe von $15,1^\circ$ α : (010), der entsprechende Wert für Schnitte senkrecht α ergab einen Auslöschungswinkel von $21,4^\circ$ gegen die Spaltrisse von (001). Diese beiden Auslöschungsschiefen entsprechen einem Anorthitgehalt von 4,5 % und 3 % nach *Wright*²⁾. Da die Feststellung des Vorzeichens der Auslöschung bei diesen Feldspatbestimmungen kaum möglich war, wurde die Bestimmung der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke* (l. c., S. 6) angewandt. Sie führte bei sämtlichen Beobachtungen zu folgendem Resultat:

$$\begin{aligned} \text{Kreuzstellung: } \omega &> \gamma'; \epsilon > \alpha', \\ \text{Parallelstellung: } \omega &> \alpha'; \epsilon > \gamma'. \end{aligned}$$

Das entspricht einem *Albit* von 0—16 % *An* (*Becke* l. c., S. 6) und bestätigt also die Richtigkeit der zuerst erwähnten Bestimmungen.

Der *Albit* bildet meistens ein inniges Gemenge mit Quarz, aus dem oft einzelne Albite durch ihre Grösse hervortreten. Die Individuen dieser Gemenge greifen buchtig ineinander. Spuren der Kataklyse sind relativ selten, nur in den tieferen Zonen der Decke sind Andeutungen von Mörtelkränzen zu beobachten; auch die undulöse Auslöschung tritt nicht häufig auf. Der *Albit* ist immer von zahlreichen Einschlüssen erfüllt, wie schon in der Beschreibung des Strukturbildes hervorgehoben wurde. Diese Einschlüsse durchziehen die einzelnen Albitxenoblasten in parallelen Zügen, die mit der Schieferungsfläche des Gesteins nicht übereinstimmen und deren Richtung auch in jedem einzelnen Individuum wechselt. Nirgends verraten diese Züge einen Fältelungszustand, der als helicitische Struktur im Sinne *Weinschenks* aufgefasst werden könnte. Fast jeder Schliff weist neben den einschlussreichen Albiten auch solche auf, die vollständig wasserklar sind und nur durch Untersuchung im konvergenten Licht von Quarz unterschieden werden können. Die Unterscheidung wird noch erschwert durch das Zurücktreten der Spaltrissen und Zwillingsbildung. Am häufigsten kommt es zur Ausbildung von einfachen Zweihältern nach dem *Albitgesetz*, polysynthetische Albite sind weniger häufig; wo sie auftreten, konnten öfters gebogene oder gebrochene Lamellen beobachtet werden. Karlsbader- oder Periklinzwillinge scheint der *Albit* dieser Gneise nicht zu bilden.

Der *Quarz* erscheint in kleinen Körnern, die ebenfalls ineinandergreifen, oder auch häufig in unregelmässig eckig verkeilten Individuen. Er löscht meist undulös aus und zeigt dabei oft auch Felderteilung. Im Gegensatz zum *Albit* ist der *Quarz* sozusagen einschlussfrei. Neben Typen, in welchen er ziemlich regelmässig mit *Albit* gemischt auftritt, das granoblastische Gefüge bedingend, können auch solche beobachtet werden, in denen er linsen- oder nesterförmig das Gesteinsgewebe parallel der Schieferung durchsetzt. Die einzelnen Individuen dieser Linsen zeigen typische Zahnstruktur, sie ist wahrscheinlich durch Rekristallisation entstanden, welche an den kleinen Xenoblasten einsetzte, die durch Kataklyse aus einem grösseren Individuum hervorgegangen waren. Ich halte dementsprechend die einzelnen Linsen und Nester für die Relikte von ehemaligen grösseren Quarzkörnern. Das Mengenverhältnis zwischen *Albit* und *Quarz* ist schwankend; in den Casannaschiefern an der Basis der Decke

¹⁾ *F. Becke*. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Bd. LXXV der Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien 1903.

²⁾ *F. E. Wright*. American Journal of Science. Vol. XXXVI, November 1913.

überwiegt der Feldspat unzweifelhaft, während er in den höheren Teilen gegenüber dem Quarz stark zurücktritt.

Von *Chloritmineralien* konnten in den Casannaschiefern sowohl *Pennin* als auch *Klinochlor* nachgewiesen werden.

Der *Pennin* zeigt schwachen Pleochroismus

b und a = grünlich
c = gelblich-grün.

Der optische Charakter ist negativ, auffallend ist die abnorme blaue Interferenzfarbe, die im Verein mit dem optischen Charakter das hauptsächlichste Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem *Klinochlor* ergibt. Der Chlorit der Casannaschiefer scheint in der Hauptsache in Form des *Pennins* aufzutreten.

Klinochlor zeigt den gleichen Pleochroismus wie *Pennin*, nur sind die Farben etwas dunkler. Eine Auslöschungsschiefe konnte meist festgestellt werden; dagegen fehlt die für *Pennin* typische blaue Interferenzfarbe durchwegs.

Der Chlorit bildet gemeinsam mit farblosem Glimmer parallele, oft flaserig-gewellte Züge, in denen sich die durch basale Spaltrisse begrenzten Schüppchen mit ihrer Längsrichtung meist in die Schieferungsebene einstellen; es finden sich aber auch in der Schieferungsrichtung breit ausgezogene Pakete, die sich aus einzelnen quergestellten Blättchen aufbauen.

Der *Glimmer* erscheint in den Casannaschiefern in drei Formen:

- a) ein *phengitischer Glimmer*, dessen Axenwinkel zwischen 40° — 50° schwankt. Er ist farblos und zeigt keinerlei Pleochroismus, von allen andern Glimmern tritt er in den Gneisen dieser Region weitaus am häufigsten auf.
- b) *Muscovit* von a) durch den bedeutend grösseren Axenwinkel unterschieden. Sowohl der phengitische Glimmer wie auch der eigentliche *Muscovit* treten in *sericitischer Form* auf. Der *Sericit* bildet mit dem Chlorit zusammen den Hauptträger der Schieferigkeit. Die Glimmer zeigen als Folge der Kataklyse starke Verbiegungen, die bis zur Zerreissung führen können;
- c) *Biotit* tritt ausserordentlich selten auf und stets nur als ein wesentlicher Gemengteil in kleinen Fetzen; die gelbe und braune pleochroitische Farbe zeigen. Die meist zu konstatierende niedrige Doppelbrechung weist auf die beginnende Chloritisierung hin.

Von den *Neben- und Übergemengteilen* tritt der *Apatit* konstant in sämtlichen Schiefern der Region auf. Meist in Form kleiner, rundlicher Körner; seltener erscheinen grössere, regelmässig begrenzte Individuen. Das Mineral ist immer gleichmässig im ganzen Gestein verteilt, und zwar sowohl als Einschluss im Albit als auch als Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. *Titanit* wird fast ausschliesslich in kleinen Körnern, seltener in grösseren spindelförmigen Individuen beobachtet. Vereinzelt konnte bei letzteren der kleine Axenwinkel im Verein mit der starken Axendispersion $\rho > v$ und dem optisch positiven Charakter konstatiert werden. Der *Magnetit* kommt in kleinen Oktaederchen in fast allen Schliffen vor; er reichert sich partiell stark an, so dass Typen mit zahllos makroskopisch gut sichtbaren Magnetitoktaederchen entstehen. Solche *Magnetitschiefer* finden sich an mehreren Orten am Südrande der Antiklinale von Visperterminen. Das *Carbonat* tritt hin und wieder als *Dolomit* auf, wie die Hindensche Reaktion lehrt, meistens aber als *Calcit*, der durchgehend in allen Schiefern angetroffen wird. Der *Calcit* zeigt keinerlei kristallographische Begrenzung, oft häufen sich die unregelmässigen Fetzen des Minerals parallel der Schieferungsebene. Im allgemeinen dürfte es sich um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln; nur ganz vereinzelt wurde das Karbonat als Infiltrationsprodukt angetroffen. Ein sehr häufiger Übergemengteil ist *Graphit*, der in einzelnen Typen an Quantität erheblich zunehmen kann (vgl. den folgenden Abschnitt).

Von den übrigen Nebengemengteilen sei noch *Turmalin* erwähnt; er tritt nur in ganz untergeordneten Mengen in den Schiefern der Bernharddecke auf. Meistens erscheint das Mineral in prismatisch begrenzten Individuen, die folgenden Pleochroismus zeigen:

E = gelbgrün,
O = olivgrün.

Für die *sedimentogene* Natur dieser *Sericitalbitschiefer* spricht der hohe Tonerdegehalt, der sich durch den grossen Glimmergehalt zu erkennen gibt, dafür sprechen auch die Andeutungen von Reliktstrukturen, wie sie S. 87 beschrieben werden. Ich halte die vorliegenden Gesteine für *Derivate* von *sandigen Tonschiefern*.

In der Gneiszone von Unter und Ober Stalden treten *Epidot-Albitgneise* auf, die durch allmähliche Übergänge mit den beschriebenen Typen der Casannaschiefer verbunden sind, von denen sie sich strukturell und textuell kaum unterscheiden. Ihr Mineralbestand ist der folgende:

Hauptgemengteile: Albit, Quarz, Pistazit, Calcit, Chlorit und Glimmer, als Neben- und Übergemengteile erscheinen: Titanit, Leukoxen, Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Apatit und Rutil.

Albit und *Quarz* bieten unter dem Mikroskop dieselben Bilder wie beim erst erwähnten Typus der Casannaschiefer. Allerdings zeigt ihr gegenseitiges Mengenverhältnis durchgehend ein starkes Überwiegen des Albits. Auffallend ist beim Quarz, dass er häufig parallel der Schieferungsebene gestreckt erscheint, wobei sich eine übereinstimmende optische Orientierung, *c* steht senkrecht zur Richtung der Schieferung, geltend macht.

Als Vertreter der *Epidotmineralien* tritt *Pistazit* in Form von Körnern und grösseren Aggregaten auf. Zonare Umwachsungen von *Klinozoisit* fehlen, dagegen erscheinen fleckartig Partien mit niedriger Doppelbrechung, die als *Klinozoisit* gedeutet werden. Der *Chlorit* ist optisch positiv, schiefe Auslöschung kann nirgends beobachtet werden, so dass trotz Fehlens anormaler lavendelblauer Interferenzfarben auf *Pennin* geschlossen wird.

Der *Glimmer* erscheint am häufigsten in farbloser Form, mit einem Axenwinkel der zirka 40° beträgt. Er bildet nicht die üblichen Fläsern, sondern kleine, zerfetzte Tafeln, deren Längsrichtung meist quer zur Schieferungsrichtung liegt. Es dürfte sich um ein Ausbleichungsprodukt (*Rosenbusch*¹⁾, S. 259) von *Biotit* handeln, der oft als kleiner Rest im Innern der farblosen Tafel angetroffen wird. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} a &= \text{farblos} \\ b \text{ und } c &= \text{olivgrün} \end{aligned}$$

Der *Calcit* ist im ganzen Gestein regelmässig verteilt, es dürfte sich auch hier nicht um ein Infiltrationsprodukt, sondern um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln. Der starke Calcitgehalt ist ein auffallendes Merkmal dieser Gneise. Von den *Nebengemengteilen* verdient *Rutil* erwähnt zu werden, der in feinen Nadelchen nur in diesem Typ der Casannaschiefer angetroffen wurde. *Magnetit* durchspickt in mikroskopisch kleinen Oktaederchen sehr reichlich das ganze Gestein. *Titanit* tritt meist in Verbindung mit grösseren Aggregaten von *Leukoxen* auf.

Der hohe Kalkgehalt, der sich im Reichtum an Calcit und Epidot zu erkennen gibt, in Verbindung mit dem Fehlen jeglicher ursprünglicher Massengesteinsstruktur, spricht für die sedimentogene Natur dieses Epidotalbitgneises.

2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer.

Die graphit- und anthrazitführenden Schiefer treten als Bestandteile der «Casannaschiefer» in der beschriebenen Zone der Bernharddecke im Vispertal auf. Entsprechend der Zweiteilung der Casannaschiefer in die Region von Visperterminen und Unter Stalden einerseits und das Gebiet von Gspon-Törbel andererseits ergibt sich eine gesonderte Darstellung der zugehörigen graphitführenden Schiefer in geologischer Beziehung, während sich in petrographischer Hinsicht auch hier eine grosse Gleichförmigkeit der Graphitgneise, Graphitquarzite und Phyllite kundgibt.

a) Die graphitführenden Schiefer der Antiklinale von Visperterminen bestehen aus der peripherischen Umhüllung und aus drei isolierten Vorkommen kohligter Schiefer inmitten der Casannaschieferzone von Visperterminen. Ferner zähle ich die graphitischen Schiefer am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden hierher.

¹⁾ H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, II-1 und II-2, 4. Aufl. E. Schweizerbart. 1905.

a) Die periphere Zone der kohligen Schiefer lässt sich von der Ferche über Abschlacht nach dem Breiterbachzufluss nördlich Ober Arbegge verfolgen. Sie streicht hinüber nach dem südlichen Breiterbachzufluss, wo sie auf kurze Strecke von Marmor überlagert wird, folgt dann dem Breiterbach bis unterhalb der Talkmine und wendet sich in scharfem Knick nach Norden; sie kann bis an den Riedbach verfolgt werden. Im Durchschnitt sind die Graphitschiefer dieser Zone $\frac{1}{2}$ m mächtig.

Ein gutes Profil ist am Weg zwischen Moorackern und Studen aufgeschlossen. In lokal überkippter Lagerung folgen mit ziemlich scharfer Grenze unter normalen Sericitaltbitgneisen $1\frac{1}{2}$ m Graphitschiefer. Sie sind schwarz und bestehen hauptsächlich aus Quarz mit Feldspat und Graphit; sie gehen in bläuliche Glanzschiefer über, deren Mächtigkeit 6—7 m beträgt.

Fig. 1 zeigt im Profil bei Moorackern die Schichtfolge: Sericitaltbitgneise, Graphitschiefer, Glanzschiefer, Sericitquarzschiefer und mesozoische Bündnerschiefer.

Im Riedbach schaltet sich zwischen die graphitführenden Quarzitalbitphyllite und die Sericitaltbitschiefer eine schmale Linse von Albitamphibolit ein; sie lässt sich auf dem nördlichen Ufer 300 m

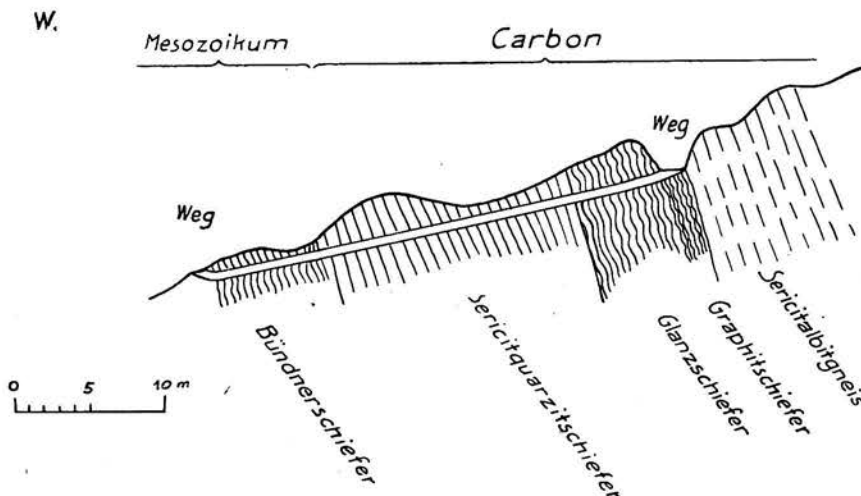


Fig. 1. Profil durch die Graphitschiefer bei Moorackern.

weit verfolgen. Gleichzeitig mit dem Erscheinen dieses Amphibolites treten zwischen die Bündnerschiefer und die kohligen Schiefer triassische Gesteine. Dolomit, nur wenig mächtig und rasch auskeilend auf dem südlichen Ufer; Gips, in unbekannter Mächtigkeit und

Ausdehnung auf dem nördlichen Ufer des Riedbachs. Leider ist hier nirgends ein vollständiges Profil aufgeschlossen, das durch den Amphibolit, die graphitführenden Schiefer und die triassischen Sedimente bis zu den Kalkschiefern führen würde.

An der nördlichen Peripherie der Antiklinale von Visperterminen kann die graphitführende Zone nur an wenigen Stellen beobachtet werden. Spuren der Zone finden sich oberhalb des Weges Unter Stalden-Visperterminen; deutlicher ist sie im Riedbach unterhalb Bitzenen aufgeschlossen; ferner am Weg von Visperterminen zur Ferche, wo in 1600 m Höhe flach südwärts einfallende Bündnerschiefer, von stark gequälten graphitischen Tonschiefern überlagert werden. Das Hangende der graphitischen Schiefer ist nicht direkt aufgeschlossen, nur wenig höher am Weg, durch eine breite Schuttzone getrennt, erscheinen aber Gneise, die saiger stehen oder zum Teil nach Norden einfallen, so dass Zweifel besteht, ob sie wirklich anstehen, es dürfte sich um eine kleine, gesackte Masse handeln.

Im südlichsten Quellfluss des Riedbachs, 1860 m hoch, werden die stark verruscelten Graphitschiefer dieser Zone im Liegenden der Sericitaltbitschiefer noch einmal angetroffen. Sie sind anscheinend nur wenige Meter mächtig; genau lässt es sich nicht feststellen, da die liegenden Kalkschiefer nicht aufgeschlossen sind.

3. Innerhalb der Casannaschiefer der Antiklinalen von Visperterminen treffen wir mehrfach graphitische Schiefer. Das bedeutendste Vorkommen findet sich bei Unter Brunnen, wo eine zirka 15 m mächtige Serie intensiv gefalteter quarzitischer Graphitschiefer zutage tritt. Sie zeigen im grossen ganzen südöstliches Einfallen. Neben gewaltigen Quarzlinsen, die oft mehrere Meter lang und 1—2 Meter mächtig werden, sind zahlreiche graphitüberzogene Rutschflächen auffallend. An der Grenze gegen die gneisigen Sericitaltbitschiefer erscheinen schwärzliche Graphitgneise.

Ein zweites Vorkommen findet sich am Weg von Visperterminen nach Gerstern, unmittelbar unter dieser Lokalität. Der schlechte Aufschluss zeigt feinschiefrige, glimmerreiche Graphitgneise, die anscheinend in die normalen Sericitaltbitschiefer eingelagert sind. Im Streichen lassen sich die schwarzen Gneise — allerdings nirgends anstehend — bis auf 1600 m Höhe verfolgen. Hier an der grossen Wasserleitung, die von Muggi nach Riedji führt, tritt ein reiner, weisser Triasquarzit auf, dessen Lagerungsverhältnisse zu den nur als Schutt vorhandenen graphitführenden Gneisen nicht bestimmt werden kann.

Der dritte Aufschluss der kohligen Schiefer innerhalb der Casannaschieferzone von Visperterminen findet sich ebenfalls an der erwähnten Wasserleitung oberhalb-Hohbiel. Er zeigt flach südwestlich einfallende Sericitaltbitgneise, die von feldspathhaltigen, graphitischen Quarzitphylliten überlagert werden. Als Hangendes dieser kohligen Schiefer kann der unterhalb der Wasserleitung anstehende grünliche Sericitquarzitschiefer angesprochen werden, der seinerseits von einem massigen Quarzit, wahrscheinlich triassischen Alters, überlagert wird.

Das Auftreten von Triasquarzit in Verbindung mit den kohligen Schiefern oberhalb Gerstern und bei Hohbiel lassen die Vorkommen dieser graphitführenden Schiefer innerhalb der Casannaschiefer von Visperterminen als mehr oder weniger tief einsteckende Mulden erscheinen, wie dies Beilage II, Profil I, zur Darstellung bringt. Die direkte Verbindung der Vorkommen von Unter Brunnen und Hohbiel folgt aus der allgemeinen Lage der Casannaschiefer an dieser Stelle, während sich die Konstruktion des Luftsattels zwischen Hohbiel und Gerstern auf das Fehlen von Triasquarziten und Bündnerschiefer stützt. Die Antiklinale von Visperterminen muss demnach als ein Bündel dreier isoklinaler Falten betrachtet werden.

γ. Die graphitführenden Schiefer am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden sind an der Waldliere über Ober Stalden aufgeschlossen. Es sind wildgefaltete, vollständig schwarze, graphithaltige Quarzphyllite, die oft grössere Graphitknollen enthalten. Das Hangende bilden Epidotalbitgneise, im Liegenden erscheinen Bündnerschiefer. An der südlichen Peripherie der Antiklinale ist der Kontakt der saiger stehenden, Ost-West streichenden Gneise mit den Kalkschiefern, die ein steiles Einfallen gegen Süden erkennen lassen, im Steinbruch zwischen Unter und Ober Stalden aufgeschlossen. Die kohligen Schiefer zwischen Gneisen und Kalkphylliten sind hier nur in einer 1 m mächtigen Schicht graphitführender Kalkschiefer entwickelt; senkrecht zum Schichtstreichen an dieser Stelle, 250 m südlich am Weg Unter Stalden-Hinter Stalden, sind dieselben graphitführenden Schiefer anstehend, sie gehen nach dem Liegenden in die normalen graphitischen Quarzphyllite über, die sonst an der Grenze der hier nicht sichtbaren Gneise auftreten. Im Hangenden sind die kohligen Schiefer auch hier von Kalkphylliten und diese von Grünschiefern überlagert; ganz analog dem Vorkommen zwischen Unter und Hinter Stalden. Diese beiden Aufschlüsse lassen einen nordnordwestlich streichenden Querbruch vermuten, längs welchem der obere, östliche Teil der Antiklinale von Unter Stalden gegen Norden geschoben wurde.

Ein interessantes Vorkommen kohliger Schiefer, das anscheinend ebenfalls zur Peripherie der Antiklinale von Unter Stalden gehört, findet sich am Talweg Visp-Neue Brücke wenig südlich des Staldbachs. Die kalkhaltigen, graphitführenden Schiefer in einer Mächtigkeit von zirka 3—4 m lagern hier inmitten unzweifelhaft triassischer Gesteine (vgl. Fig. 2). Der hangende Marmor verschwindet nach oben unter Schuttbedeckung, ohne dass ein Kontakt mit den höher oben am Hang anstehenden Epidotalbitgneisen zu beobachten wäre. Während die graphitführenden Schiefer rasch auskeilen, lässt sich der Quarzitphyllit, nach unten in weissen, massigen Quarzit übergehend, der durch Sericitquarzitschiefer von den Kalkphylliten getrennt ist, bis über den Weg Hohbrunnen-Unter Stalden verfolgen. Die eigentliche Lage dieser graphitischen Schiefer zwischen triassischem Quarzitphyllit und Marmor

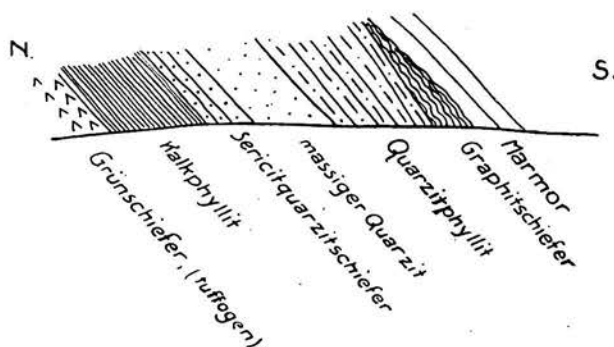


Fig. 2. Profil am Talweg südlich des Staldbaches.

lässt fast mit Sicherheit auf ein *triassisches Alter* der *kohligen Schiefer* selbst schliessen. Im Wallis sind von *M. Lugeon* schon früher triassische Kohlen aus der Umgebung des Dorfes Moreles signalisiert worden (Lit. 43, S. 2).

Für die *Zugehörigkeit* der hier umschriebenen *Zone* von *Unter Stalden* zu derjenigen von *Visperterminen* spricht nicht nur die petrographische Übereinstimmung der die beiden Zonen hauptsächlich aufbauenden Sericitallbitschiefer, sondern auch die graphitführenden Schiefer, welche in Verbindung mit beiden Regionen auftreten. Ich halte die Zone von Unter Stalden für eine von unten auftauchende Antiklinale, eine «*digitation*» der Teilantiklinale von Visperterminen.

b. Die *graphitführenden Schiefer* der *Region Gspon-Töbel* erscheinen in zwei vollständig getrennten Zonen. Die *erste, periphere*, begleitet die Bernharddecke an der Grenze gegen die mesozoischen Schichten; die *zweite, innere Zone*, liegt stratigraphisch tiefer, also tektonisch höher in der Bernharddecke, inmitten der Sericitallbitschiefer.

a. Die *periphere Zone* besteht aus *Graphitgneisen*, *Graphitquarziten* und *graphitischen Tonschiefern*; sie bildet die Grenze zwischen den Kalkschiefern der Magenhornmulde und den Sericitallbitschiefern der Bernharddecke; vom Gamsertal (vgl. Beilage III) lässt sich die Zone über Sädelti, durch den Rohrbachtobel auf das linke Vispufer bei Ackersand und bis hinauf nach Im Aesch verfolgen.

Das vollständigste Profil durch diese Zone wurde beim Bau einer *Umgebung des Rohrbachs* für den erwähnten Zuleitungsstollen des Kraftwerkes «*Ackersand*» erschlossen (vgl. Fig. 3). Prof. *A. Buxtorf* hat dasselbe genau verfolgt und anhand seiner Beobachtungen und der von ihm gesammelten Gesteinsproben lässt sich folgendes aussagen: Eine 27 m mächtige Serie vollständig schwarzer, graphitführender Quarzitphyllite mit Albitgehalt, zum Teil eigentliche Graphitgneise, die durchwegs stark gequält und von zahlreichen mit Graphit überzogenen, spiegelnden Rutschflächen durchsetzt sind,

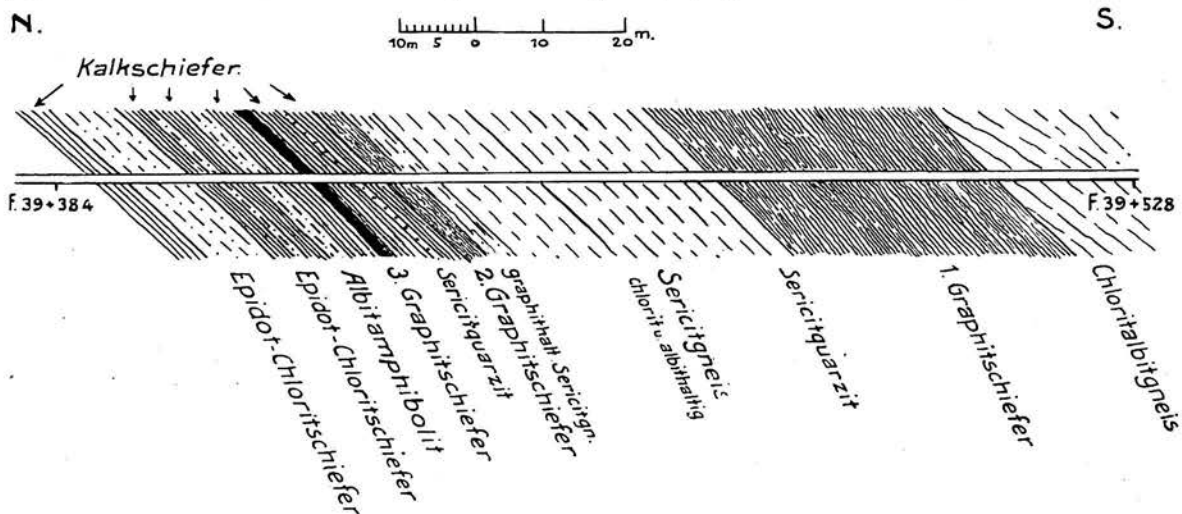


Fig. 3. Profil durch den Gneis-Kalkschieferkontakt im Rohrbachumgehungsstollen.

werden scheinbar diskordant von Chloritalbitgneis überlagert. Diese Diskordanz halte ich nicht für primären Ursprungs, sie dürfte bei der Gebirgsbildung entstanden sein, indem die graphitführenden Schiefer dabei als Gleithorizont funktionierten. Ihr Quarzgehalt scheint gegen die Untergrenze zuzunehmen; es entstehen graphitische Sericitquarzitschiefer, die durch den Verlust des Kohlenstoffs in weisse, schiefrige Sericitquarzite übergehen; sie zeigen eine Mächtigkeit von 2 m. Das Liegende der Quarzite bildet eine Serie 30 m mächtiger Sericitgneise, die einen konstanten, aber quantitativ stark wechselnden Chloritgehalt aufweisen. Einzelne quarzreiche Partien alternieren mit solchen, bei denen der Albit vorwiegt. Gegen die Basis nimmt der Graphitgehalt zu, es entstehen graphitführende Sericitgneise, zum Teil eigentliche Graphitgneise. Sie werden von einer *zweiten Serie* 1½ m mächtiger *Graphitschiefer* unterteuft. Sie bestehen aus schwarzen, intensiv gefalteten, zum Teil mylonitartigen Quarzitallbitschiefern; der starke Graphitgehalt gibt sich in einzelnen Graphitnestern und zahlreichen schwarzen,

spiegelnden Flächen zu erkennen. Unter diesen zweiten Graphitschiefern folgen wenig mächtige, marmorisierte Kalkphyllite, die nach unten mit einer Bank von Sericitquarzit abschliessen. Es folgen nun nach dem Liegenden normale Kalkschiefer, die einen *dritten Graphitschieferzug* einschliessen. Diese kohligten Schiefer unterscheiden sich von den beiden anderen Zonen durch die viel geringere mechanische Deformation, und vor allem sind sie stark kalkhaltig. Dieser Kalkgehalt, in Verbindung mit der Lagerung inmitten der Kalkschiefer, deutet darauf hin, dass die Graphitschiefer zu den mesozoischen Kalkphylliten gerechnet werden können. Die Kalkphyllite selbst sind sehr wahrscheinlich triassischen Alters (vgl. S. 111 und 113), so dass wir hier ein zweites Vorkommen *triassischer kohligter Schiefer* im Vispertal zu registrieren hätten (vgl. Fig. 2, S. 91). Im Liegenden dieser kohligten Schiefer setzen wiederum Kalkphyllite ein, die eine Linse von *Albitamphibolit* umhüllen. Nur wenige Meter mächtige Bündnerschiefer trennen diesen Amphibolit von einer schmalen Einlagerung von *Epidotchloritschiefer*, die wahrscheinlich ursprünglich im Zusammenhang mit der grossen *Linse von Epidotchloritschiefer* steht, von der das Lager nur durch eine 2 m mächtige Kalkschieferserie getrennt ist. Die eingehende Beschreibung dieser drei Vorkommen von Grüngesteinen findet sich unter dem Abschnitt *G.ünschiefer*.

Aus der gleichen Zone stammt das Profil Fig. 4, wie es im *Breiterbach südlich Arbegge* in 1800 m Höhe aufgeschlossen ist.

Eine 2 m mächtige Serie graphitischer Schiefer mit zahlreichen Quarzitlinsen wird von schiefrigem Sericitquarzit überlagert, der durch einen massigen Quarzit von grünlichem Albitgneis getrennt wird. Die Gesamtmächtigkeit der Quarzitgesteine beträgt $1\frac{1}{2}$ m. Das Liegende der graphitischen Schiefer bilden feinschieferige, glimmerreiche Kalkschiefer der Magenhornmulde. Die carbonischen Schiefer des Breiterbaches können mit dem zweiten Graphitschieferzug im Rohrbachstollen parallelisiert werden. Von der grossen Masse des ersten Graphitschieferzuges ist im Breiterbach nichts zu bemerken, sie scheinen lateral rasch in normale Sericitquarzit überzugehen.

Die auf dem linken Vispufer bei *Ackersand* erschürften Graphitschiefer gehören ebenfalls dieser Zone an. Sie sind in einer Mächtigkeit von 5–6 m durch einen Anbau erschlossen. Die Graphitschiefer sind graphitreiche, albitführende Quarzitphyllite, welche die Merkmale intensivster Fältelung und Quetschung aufweisen; sie zerfallen beim Anhauen in kleine, linsenförmige Stücke, die von glänzenden Graphithäutchen eingehüllt sind. In den Biegungen der Fältelungen ist oft fast reiner, blätteriger Graphit enthalten. Das direkt Liegende der kohligten Schiefer ist hier nicht aufgeschlossen, dagegen trifft man etwas tiefer Sericitquarzite und Sericitgneise ähnlich denjenigen im Rohrbachstollen unter dem ersten Graphitschieferzug. Ich stehe nicht an, die graphitführenden Schiefer von Ackersand mit jenem ersten Zug graphitischer Schiefer im Rohrbachstollen zu parallelisieren; das Fehlen der Kalkschiefer im Liegenden der kohligten Schiefer bei Ackersand findet dadurch ebenfalls eine Erklärung.

Ein weiterer Aufschluss in der peripherischen Zone wurde im Aeschengraben oberhalb *Im Aesch* angetroffen, es handelt sich hier um *Graphitgneise*, die den normalen Sericitquarziten in geringer Mächtigkeit eingelagert sind.

Ein weiterer Aufschluss in der peripherischen Zone wurde im Aeschengraben oberhalb *Im Aesch* angetroffen, es handelt sich hier um *Graphitgneise*, die den normalen Sericitquarziten in geringer Mächtigkeit eingelagert sind.

Zwischen *Im Aesch* und *Ackersand* finden sich in stark zerrütteter Lagerung solche graphitführende Gneise im Sackungsgebiet der Mährenfälle.

β. Die innere Zone der graphitführenden Schiefer in der Region *Gspon-Törbel* besteht ebenfalls aus *Graphitgneisen* und *Quarziten*, dazu treten aber *graphitische Tonschiefer* und *Spuren von Anthrazit*. Die Zone zieht sich inmitten der Sericitquarzite der *Bernharddecke* von *Ober Sädeli* nach der sogenannten *Gsponfluh* (Felswand nördlich *Gspon*, vgl. Beilagen I und III) und weiter nach der Loka-

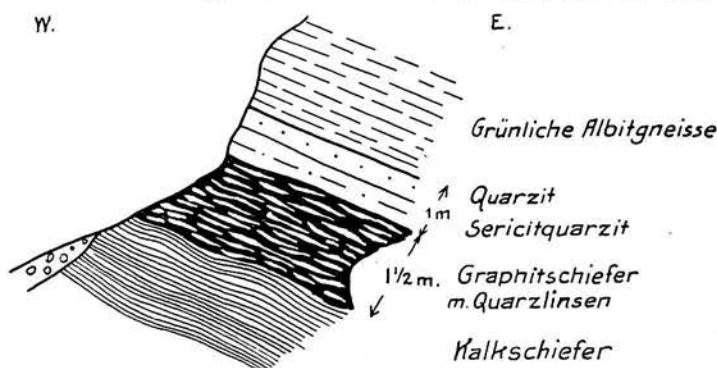


Fig. 4. Profil durch die Graphitschiefer im Breiterbach.

lität *Im Riedbach*. Sie wird hier durch eine Verwerfung abgeschnitten; im tieferen Flügel unterhalb Riedbach wurde sie wieder aufgefunden und bis hinunter zur Saaservisp verfolgt, die sie südlich *Resti* quert. Die Zone löst sich nun in einzelne Linsen auf, eine erste steht unterhalb *Sattelegg* an, die hinüberleitet zum Vorkommen südlich *Mühlebach*. Weitere Aufschlüsse wurden im *Hohbord*, bei *Hausacker* und südlich *Im Aesch* entdeckt.

Das östlichste Vorkommen ist in einem *Zufluss des Breiterbachs südlich Sädelti* aufgeschlossen. Die kohligen Schiefer sind hier durch eine 300 m mächtige Serie gneisiger *Sericitalbitschiefer* von den graphitführenden Schieferen der peripherischen Zone getrennt. Der Aufschluss zeigt eine über 30 m mächtige Serie von graphitischen Quarzitphylliten und Tonschiefern. Westwärts verschwindet die Zone unter der Moräne von *Gspon*, die grosse Massen aufgearbeiteter, kohliger Schiefer enthält. Nord-östlich Punkt 1849, in der *Gsponfluh*, treten die graphitführenden Schiefer wieder zutage; sie weisen hier eine Mächtigkeit von mindestens 100 m auf. Neben typischen *Graphitgneisen* treten auch hier graphitführende Quarzit- und Tonschiefer auf. Es finden sich ferner zwei unbedeutende Flötzen von Anthrazit in einer Mächtigkeit von 10 und 20 cm, die aber nur auf wenige Meter verfolgt werden können, da sie sich unter der Schuttbedeckung verlieren. Eine eigentümliche Verfaltung der graphitführenden Schiefer mit den liegenden *Sericitalbitschiefern* hat schon Prof. *A. Buxtorf* nördlich Punkt 1849 beobachtet; eine wenige Meter mächtige Schicht kohliger Schiefer lässt sich von weitem beobachten, wie sie einen Felskopf der *Gsponfluh* in gekrümmter Linie umfasst. Auf Tafel I ist diese auffallende Abzweigung der Zone zur Darstellung gekommen.

Die südliche Fortsetzung der Zone verfolgen wir unterhalb *Gspon* bis «*Im Riedbach*», wo der im Jahre 1920 erstellte, zirka 450 m lange Umgehungsstollen Beobachtungen ermöglichte, nach welchen das Nord-Süd verlaufende Profil, Fig. 5, konstruiert werden konnte.

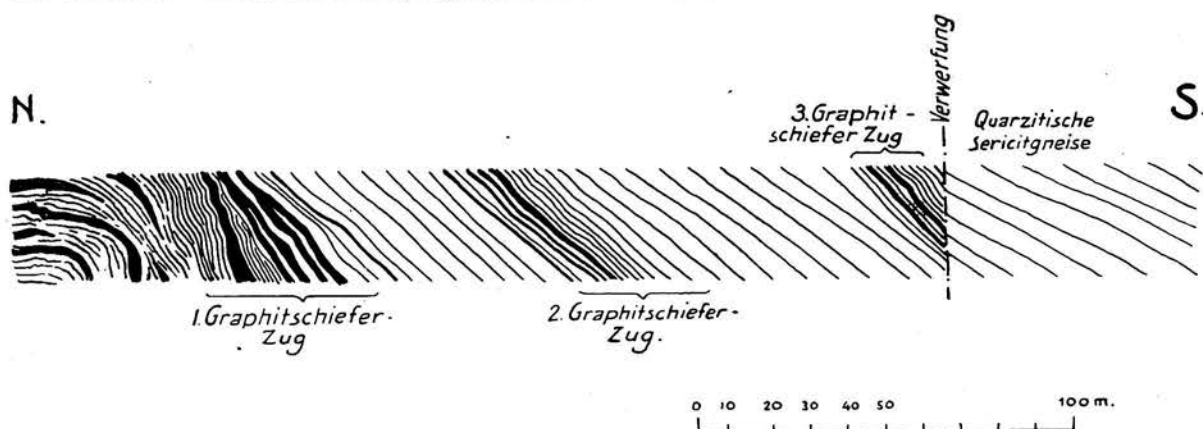


Fig. 5. Profil durch die Graphitschiefer im Riedbach.

Die ganze innere Zone besteht hier aus drei getrennten Zügen graphitführender Schiefer. Der tiefste, er wurde im Stollen nicht vollständig durchfahren, zeigt eine erschlossene Mächtigkeit von 35 m; er setzt sich aus graphitischen, weichen *Tonschiefern* und *graphitführenden Quarzitphylliten* zusammen, die beide charakterisiert sind durch die zahlreichen schwarzen, spiegelnden Rutschflächen. Gegen das Hangende treten häufig Zwischenlagen von *Graphitgneis* auf, welche die Quarzit- und Tonphyllite allmählich vollständig verdrängen. Mit der Abnahme des Kohlenstoffgehalts geht der Graphitgneis in einen normalen chloritischen *Sericitalbitgneis* über, der eine Mächtigkeit von zirka 40 m aufweist. Durch eine erneute Zunahme des Graphitgehalts entstehen die Graphitgneise des zweiten Zuges; die kleinern Zwischenlagen von graphitführenden Quarzitphylliten zeigen aber keine solchen von Tonschiefern. Die Abnahme des Graphitgehaltes bedingt auch hier einen allmählichen Übergang der Graphitgneise in die normalen *Sericitalbitgneise*. Der ganze zweite Zug ist 10 m mächtig. Als dritter Zug wurden *Graphitgneise* bezeichnet, die gleichfalls nur durch die Zunahme des Graphitgehaltes aus den normalen Gneisen hervorgegangen sind. Im Süden, gegen das Hangende, wird dieser Zug durch eine Verwerfung abgeschnitten.

Die Fortsetzung der innern Zone findet sich im tiefern Flügel der Verwerfung unterhalb der Häuser Im Riedbach; sie streicht von da annähernd parallel zum Riedbach hinunter zur Saaser-
visp. 150 m über dem Bachniveau wurde folgendes Profil Fig. 6 beobachtet.

Graphitreiche, albitführende Quarzitphyllite bilden eine aus dem Schutt hervorstechende Rippe, die eine wenige Zentimeter mächtige Schicht eines anthrazitähnlichen Gesteines, das mit Pyrit imprägniert ist, enthält. Das Hangende des Gesteines sind helle Sericitquarzitgneise, während das Liegende die graphitreichen Quarzitgneise darstellen, deren Übergang in die Sericitgneise nicht beobachtet werden kann.

Weitere Aufschlüsse der kohligen Schiefer finden sich 1200 m hoch unterhalb *Sattelegg*; ferner am Talweg im Nicolaital südlich des *Mühlebachs*. Hier stehen gequälte, graphitreiche Quarzphyllite als wenige Zentimeter mächtige Schicht an, die aber weiter oben am Hang rasch an Ausdehnung gewinnt; am Fussweg nach Riedfluh beträgt die Mächtigkeit der graphitführenden Schiefer zirka 1½ m. Sie liegen in den normalen, wenig graphitreichen Sericit-albitschiefern, von denen sie durch eine scharfe Grenze getrennt sind.

Bei *Hohbord*, am Weg von Törbel nach Brunnen, kann das Profil Fig. 7 beobachtet werden. Unter schwarzen, quarzitischen Sericitgneisen, zum Teil eigentlichen Graphitgneisen, folgt eine verru-

schelte Zone graphitischer Quarzitphyllite mit grossen Quarzlinsen; diese Ruchelzone wird v. Graphitschiefern unterteuft, die aus albitführenden, graphitreichen Quarzit- und Sericitphylliten bestehen. Sie gehen nach

unten über in hellere Sericitschiefer, mit einzelnen Zwischenlagen von schwarzen Graphitschiefern. Im Liegenden tritt ein grüner Sericitgneis auf.

Die Zone der kohleführenden Schiefer kann nach Norden in der «*Fluh*» über dem *Hohbord* weiter verfolgt werden. Im Liegenden der hier aufgeschlossenen Epidot-Chloritschieferlinse, die im folgenden Abschnitt genauer beschrieben wird, zeigt die graphitführende Zone folgende Entwicklung (vgl. Fig. 8).

In direktem Kontakt mit dem Epidotchloritgestein steht hier eine 30 cm mächtige Schicht graphitreicher Schiefer, die grosse Quarzlinsen und öfters auch Graphitknollen enthält. Unter dieser graphitreichen Zone folgen 1½ m graphithaltige Sericitgneise, die durch eine zweite schmale Schicht graphitreicher Quarzphyllite von den normalen liegenden Sericit-albitschiefern getrennt ist.

Weiter nördlich ist die Zone bei *Pilgertschuggen* (vgl. Tafel I) wieder aufgeschlossen. Ähnlich wie ein zuerst beschriebenes Vorkommen bei *Hohbord* werden hier Graphitgneise von einer 2½ m mächtigen

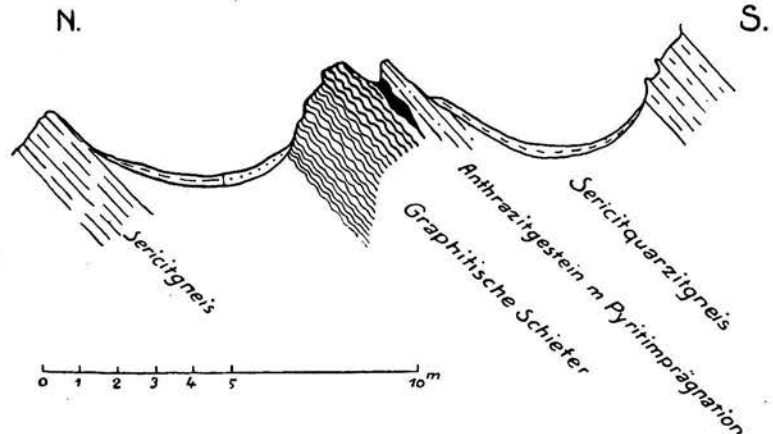


Fig. 6. Profil durch die Graphitschiefer unterhalb Riedbach.

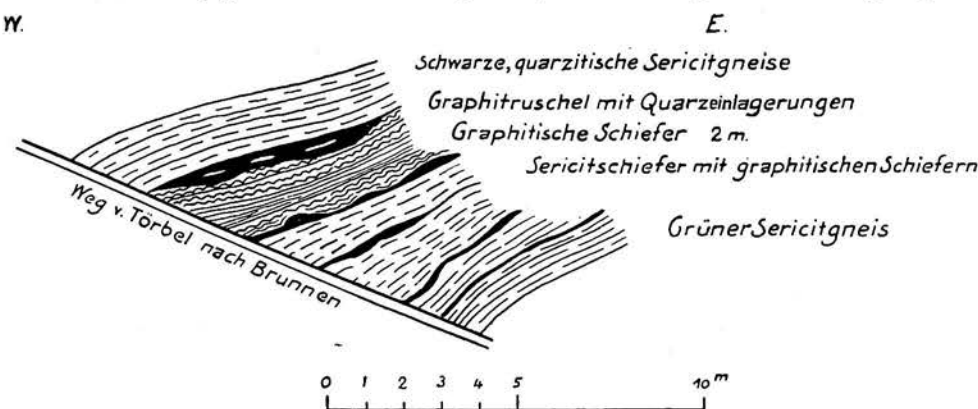


Fig. 7. Profil durch die Graphitschiefer bei Hohbord.

Serie graphitreicher Quarzitphyllite unterlagert, an deren Basis ein grüner Sericitgneis erscheint. Die graphitreichen Schiefer treten nur linsenförmig auf, sie keilen gegen Norden und Süden rasch aus.

Westlich über Im Aesch, 1230 m hoch, fand sich eine weitere Linse dieser graphitführenden Schiefer inmitten einer mehrere Meter mächtigen Zone von Graphitgneisen.

Im Jahre 1918 wurden für eventuelle Ausbeutung Vorkommen von Anthrazit bei Ackersand und Gspon signalisiert und angeschürft. Im Auftrage des «Bergbaubureau» und der «Apaval» wurde das

Auftreten von anthrazitführenden Schichten im Vispertal von Prof. H. Preiswerk und A. Werenfels untersucht und beschrieben¹⁾. Der nachgewiesene Anthrazit erwies sich aber qualitativ und quantitativ ungenügend für technische Verwendung. Proben von der Gsponfluh enthielten nach unserer Bestimmung 43 % Asche, solche von Ackersand sogar 90 %. Die Resultate der genannten Untersuchungen wurden verwertet von C. Schmidt (Lit. 48, S. 107/108).

In petrographischer Hinsicht besteht zwischen den kohleführenden Schieferen beider Zonen der Casannaschiefer kein Unterschied. Die sogenannten *Graphitgneise* stimmen nach Struktur und Mineralbestand mit den beschriebenen Sericitallbitschiefern, denen sie angehören, überein. Charakteristisch ist das gehäufte Auftreten des Graphits: in den weniger kohlenstoffreichen Gesteinen ist der Graphit hauptsächlich in den Albit eingelagert, bei Zunahme der kohligen Substanz erscheint der Gra-

phit in unregelmässigen Schüppchen mit Glimmer und Chlorit vermengt, um endlich in zusammenhängenden Häutchen einen Belag auf den Schieferungsflächen zu bilden. Ähnlich wie in diesen «Graphitgneisen» erscheint die kohlige Substanz auch in «*Graphitphylliten*» und «*Graphitquarziten*», die sich durch ihre ausgesprochene mechanisch schiefrige, oft auch deutlich mylonitische Textur auszeichnen. Charakteristisch für diese Gesteine ist ferner ein konstanter Gehalt an Plagioklas.

Die chemische Untersuchung des Graphites zeigt, dass er in diesen Gesteinen in Form des *Graphitits* auftritt (Rosenbusch, l. c., S. 77). Die Reaktion von L. Staudenmaier (Doelter²⁾, S. 58) führte nicht zum Nachweis der Graphitsäure; da sich das zu untersuchende Pulver überhaupt nicht löste, kann es sich nach M. Berthelot (Doelter²⁾, S. 58) auch nicht um amorphen Kohlenstoff handeln. Der von W. Luzi (Doelter²⁾, S. 77) angegebene Versuch zum Nachweis des Graphits ergab gleichfalls ein negatives Resultat. Es blieb nun noch zu prüfen, ob der Kohlenstoff nicht in Form von Anthrazit aufträte; es wurde dazu das Verfahren von E. Donath (Doelter¹⁾, S. 60) eingeschlagen.

Das Pulver ist in konzentrierter HNO₃ unlöslich; natürlich stellte sich die für Anthrazit charakteristische braunrote Färbung auch nicht ein. Die mit Natriumsulfit hergestellte Schmelze ergab nach der Auslaugung mit Wasser und Prüfung mit Bleiazetat keine Bildung von Schwefelblei, das als sicheres Anzeichen für Anthrazit, Stein-, Braun- oder Holzkohle gilt. Da weder der Nachweis von amorphem C, von eigentlichem Graphit noch von Anthrazit oder einer andern Kohle gelang, kann es sich wohl nur um *Graphitit* handeln.

Im Durchschnitt beträgt der Kohlenstoffgehalt der graphitischen Schiefer im Vispertal 9,6 %. Dieser Wert wurde durch Glühverlust in einer carbonatfreien Probe festgestellt, die aus 43 Handstücken sämtlicher Vorkommen des Gebietes gewonnen worden war. Eine Probe gewöhnlichen Graphit-

¹⁾ Gutachten an Apaval. Geologischer Bericht über Anthrazitvorkommen der Umgebung von Stalden im Vispertal (Wallis) von Prof. H. Preiswerk. Mit 2 Beilagen. 31. August 1918.

²⁾ C. Doelter. Handbuch der Mineralchemie. Bd. I. T. Steinkopf. Dresden und Leipzig 1912.

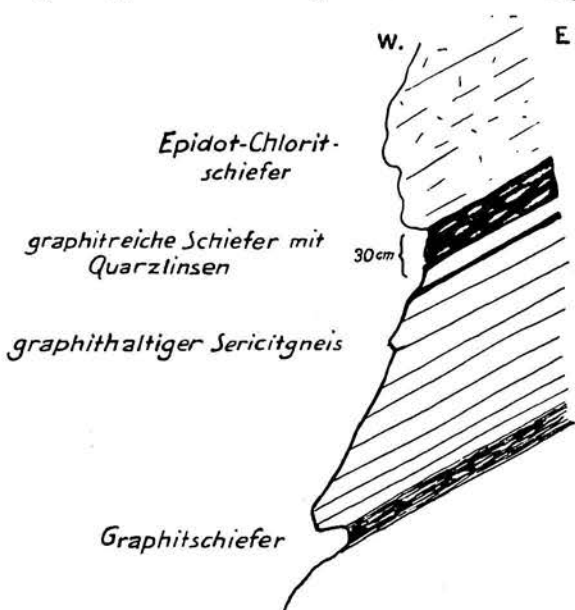


Fig. 8. Profil der Graphitschiefer in der Fluh.

schiefers von Hohbord ergab einen Kohlenstoffgehalt von 7,9 %; eine solche der graphititreichen Schiefer aus der Schurfstelle bei Ackersand wies einen Kohlengehalt von 9,1 % auf. Die Prüfung des Anthrazits von Gspon zeigte einen Gehalt von 56,7 % an brennbarer Kohle.

3. Hornblendeschiefer.

Zahlreiche Vorkommen von Hornblendeschiefer sind schon *H. Gerlach* (Lit. 1, S. 93) aus der Bernhardzone bekannt gewesen. Er erwähnt solche von geringer Ausdehnung auch aus der Gegend von Stalden, ohne aber ihre Lage im Text oder auf der Karte näher zu präzisieren. Grössere Lager von Amphiboliten fanden sich in den Berisalschiefern östlich des Simplonpasses, von wo sie von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (Lit. 18, S. 14) näher beschrieben wurden. Später ist von *E. Argand* bei Agarn westlich Turtmann ebenfalls ein grünschieferähnliches Gestein aus den Casannaschiefern beschrieben worden (Lit. 33, S. 748).

Die Hornblendeschiefer im Vispertal bilden teilweise das direkte Hangende der beschriebenen innern Zone kohligler Schiefer. Es fanden sich aber nirgends Anzeichen einer kontaktmetamorphen Umwandlung von Anthrazit in Graphit, was nach *P. Termier* (Lit. 15, S. 11) die einzige Wirkung der Kontaktmetamorphose darstellt, die im Gebiet der Zone des Briançonnais beobachtet werden kann.

Die fünf neu aufgefundenen Vorkommen von Hornblendeschiefer im Vispertal sind im folgenden näher beschrieben.

Südlich der Häuser von Resti (am Weg von Stalden nach Eisten, vgl. Tafel I, III) berührt der Weg das südliche Ende einer Linse, die gegen Norden am Hang aufwärts zirka 500 m weit zu verfolgen ist.

Die grosse Hauptmasse der Linse (vgl. Fig. 9) besteht aus gleichmässig lichtgrün gefärbtem *Epidotchloritschiefer* von durchaus massigem Habitus. Haupt- und Querbruch sind kaum zu unterscheiden. Die Hauptkomponenten sind *Epidot*, *Albit* und *Chlorit*. Quantitativ überwiegt der *Epidot* die übrigen Gemengteile weit; er wurde an einem Schnitt, zirka parallel (100) mit austretender positiver, spitzer Bisektrix, als optisch negativer *Pistazit* bestimmt. Das Mineral tritt in Schuppen und grössern, nach der Basis tafeligen Individuen auf. Hin- und wieder können Umrandungen des hoch doppelbrechenden *Pistazit* mit einem niedriger doppelbrechenden *Epidot*, wahrscheinlich *Klinozoisit*, beobachtet werden. Auch unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien treten auf. Der *Albit* wurde an Schnitten senkrecht c mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe von 24° und an solchen senkrecht a mit einem Auslöschungswinkel von $21,5^{\circ}$ bestimmt. Es entspricht dies einem Anorthitgehalt von 0–2 %. Der *Albit* tritt in grössern Partien auf, bestehend aus kleinen, rundlichen Körnern, die buchtig ineinandergreifen. Sie zeigen Einschlüsse von *Epidot*, *Titanit* und *Chlorit*. Zwillingslamellierung ist selten, es werden nur Zweihälfter nach dem *Albitgesetz* beobachtet. *Chlorit* tritt häufig vermengt mit einer hellgrünen, strahlsteinartigen, kaum pleochroitischen *Hornblende* auf, die wohl als Reste des ursprünglich amphibolreichen Gesteins aufgefasst werden können. Als weiterer Nebengemengteil findet sich häufig *Titanit*, er steht oft in Verbindung mit einem schwärzlichen, äusserst feinkörnigen Aggregat, aus dem er durch

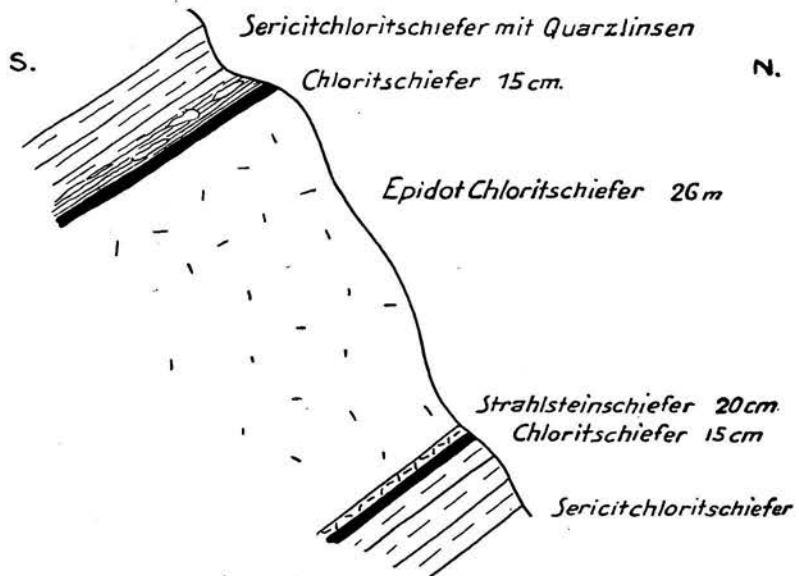


Fig. 9. Profil durch die Amphibolitlinse südlich Resti.

Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte. Kleine Schüppchen von *Biotit* treten ganz vereinzelt auf.

Die *Struktur* ist *granoblastisch*, die *Textur* *massig* bis *undeutlich schiefzig*.

Ein ähnliches Gestein liegt im *Epidotchloritschiefer* von Hohbord (vgl. Tafel I und III und Fig. 8), S. 96) vor. Es weicht vom vorigen Typ insofern ab, als hier Albit und Chlorit unter den Hauptkomponenten überwiegen. Der *Chlorit* zeigt keine Auslöschungsschiefe, häufig blaue Interferenzfarben, was auf *Pennin* schliessen lässt. Die *Struktur* ist gleichfalls *granoblastisch*; aber im Gegensatz zum Epidotchloritschiefer von Resti zeigt hier der Albit ausgeprägte Siebstruktur. Im Handstück ist das Gestein körnelig, vollständig massig; unter dem Mikroskop gibt sich die Textur als granoblastisch zu erkennen.

Einen hornblendereicheren Typus stellt der *Albitamphibolit* dar, der südlich Törbel am Mühlebach (vgl. Tafel I und III) in einer kleinen Linse ansteht. Ihre Hauptmasse besteht aus einem dunkelgrünen, massigen Gestein. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Hornblende, Albit und Chlorit. Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen: Titanit, Leukoxen, Epidotminerale, Sericit, Biotit, Rutil und Erz.

Die *Hornblende* erscheint in prismatisch begrenzten Individuen, die fast ausnahmslos mit ihrer Längsachse parallel der Schieferungsebene orientiert sind. Der Pleochroismus ist schwach:

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{bräunlichgrün} & & \text{lichtgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt im Maximum 22° , der optische Charakter ist positiv.

Der *Albit* tritt in Nestern auf, deren einzelne Individuen zahnartig ineinandergreifen und fast keine Einschlüsse zeigen. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp c$ ergaben im Durchschnitt 21° ein solcher $\perp a$ 15° Auslöschungsschiefe, was einem Albit mit 3–5 % An entspricht.

Der deutlich pleochroitische *Chlorit* tritt hauptsächlich als Umwandlungsprodukt der Hornblende auf, in die er längs den Spaltflächen eindringt. Es können aber auch grössere weiss-schuppige Aggregate beobachtet werden, die kleine Reste von Hornblende, seltener auch Biotitindividuen enthalten.

Titanit tritt sehr häufig im ganzen Schlift regelmässig verteilt auf; meistens in Form von spindelförmigen Körnern. Auffallend ist der kleine Axenwinkel und die starke Dispersion $\zeta > \nu$. Der optische Charakter ist positiv. Häufig umrandet der Titanit schön entwickelte Rutilkriställchen, die ihrerseits einen Magnetitkern enthalten. Auch hier findet sich der Titanit hin und wieder am Rande eines feinkörnigen, erdigen Aggregates, aus dem er durch Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte.

Epidotminerale sind nur in ganz untergeordneten Mengen vorhanden, das gleiche gilt für *Sericit*, *Biotit* und *Hämatit*.

Interessant ist das Auftreten von *Calcit*, der in Verbindung mit *Albit* als Ausfüllung feiner Klüfte erscheint, die das Gestein senkrecht zum Hauptbruch durchsetzen.

Die *Textur* kann als undeutlich *kristallisationsschiefzig* bezeichnet werden; die *Struktur* ist *granoblastisch*, mit Spuren der Kataklase, aber ohne Reliktstrukturen.

Am Rande der Amphibolitlinse stellen sich reine Strahlstein-, zum Teil auch Chloritschiefer ein.

Am Rande der Bernharddecke bei Sisetsch unterhalb Zeneggen fand sich ein dunkelgrüner, stark *sericit-* und *chlorithaltiger Hornblendeschiefer*, der gleichfalls deutlich geschiefert ist, aber im Gegensatz zum Amphibolit vom Mühlebach makroskopisch keine Amphibolnadelchen erkennen lässt.

Bei Moorackern, auf dem linken Ufer des Staldbaches, tritt ein deutlich geschieferter *Albit-Amphibolit* auf, mit grossen Pyritporphyroblasten am Rande der Gneise von Visperterminen. Auch er bildet das Liegende des randlichen Graphitschieferzuges, der ihn von den Bündnerschiefern trennt. Die grosse Ähnlichkeit des Gesteins mit mesozoischen Grünschiefern lässt es fraglich erscheinen, ob dieser Amphibolit als ursprüngliche Einlagerung der Casannaschiefer zu betrachten sei.

Nach dem Mineralbestand, Analysen stehen nicht zur Verfügung, gehören diese Amphibolite der Bernhardzone zur Ordnung der *Epiamphibolite Grubenmanns* (l. c., Bd. II, S. 92). Nach diesem Autor weist der Chemismus dieser Epiamphibolite auf eine Entstehung aus gabbroidem oder basisch-

dioritischem Magma hin, auch eine solche aus dolomitischen Tonmergeln ist nicht ganz ausgeschlossen. Die Amphibolite des Untersuchungsgebietes halte ich für Orthogesteine.

4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer.

Aus unserer Untersuchung ergibt sich, dass in den zur Bernharddecke gehörenden kristallinen Schiefern (Casannaschiefer) graphit- und anthrazitführende Varietäten verbreitet sind, die durch vertikale wie auch durch laterale Übergänge mit den kohlefreien Schiefern verbunden sind, derart, dass beide Varietäten einer geologischen Einheit angehören. Das geologische Alter und die tektonische Stellung dieser Schiefer ist eingehender zu diskutieren.

Die *kohleführenden Schiefer der Region des Vispertals bis zum Simplon* stellen nicht die direkte Fortsetzung des *Carbons* von Turtmann dar, welches ich als das östliche Ende der als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten carbonischen Sedimente der «zone interne» (zone axial du Briançonnais) betrachte (C. Schmidt, Lit. 48, S. 49). Wohl weisen die vom Verfasser neu aufgefundenen Aufschlüsse graphitischer Ton- und Quarzphyllite, die sich am Hohkastler und im Mühlebach (westl. Zeneggen) zwischen die Bündnerschiefer und den triassischen Quarzit einschalten, auf einen gewissen Zusammenhang beider Gebiete hin; allein die Unterschiede in petrographischer Ausbildung und geologischer Stellung der carbonischen Tonschiefer und Quarzite mit Anthrazitflötzen von Turtmann und der graphitführenden kristallinen Schiefer des Vispertales sind so gross, dass die beiden Vorkommen kohligter Gesteine nicht als identisch und in direkter Verbindung stehend aufgefasst werden können.

C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 17) haben zuerst das *carbonische Alter* der *kohligen Schiefer der Region Visp-Simplon* postuliert, auf Grund ihrer Stellung zwischen den Berisalgneisen und den mesozoischen Bündnerschiefern, welche die von diesen Autoren entdeckten graphitführenden Phyllite im Rohrbach und an der Wänge östlich der Simplonpasshöhe tatsächlich zeigen. Die vorstehend beschriebenen, neu aufgefundenen graphit- und anthrazitführenden Schiefer im Vispertal zeichnen sich aber vor allem durch den mehrfach beschriebenen allmählichen Übergang in die Gneise und Glimmerschiefer der Bernharddecke aus, so dass sich zwischen beiden Schichtgliedern kaum eine scharfe Grenze ziehen lässt. Dieser allmähliche Übergang manifestiert sich auch in dem ständigen Plagioklasgehalt der graphit- und anthrazitführenden Schiefer des Vispertales, der im Gegensatz zu den feldspatfreien carbonischen Schichten der «zone interne» steht. Nach dem unzweifelhaft genetischen Zusammenhang der *Sericitalbitschiefer* mit den kohligen Schiefern sind beide unbedingt gleichaltrig und die Kohlenführung weist auf *carbonisches Alter*. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass sich am Aufbau der Casannaschiefer im Vispertal auch präcarbonische Paragneise beteiligen, doch ist es bis jetzt unmöglich, sie petrographisch oder tektonisch von der Hauptmasse der carbonischen zu trennen. Übergänge von Triasquarzit oder rosagefärbten permischen Konglomeraten in die Casannaschiefer, wie sie E. Argand (Lit. 28, 38, S. 166 und 177) erwähnt, finden sich im Vispertal nicht, so dass der Anteil triassischer und permischer Sedimente am Aufbau der kristallinen Paragesteine der Bernharddecke im Untersuchungsgebiet fraglich erscheint.

Vom *Carbon der «zone interne»*, wie es zwischen Turtmann und dem Val de Bagnes auftritt, unterscheidet sich das *Carbon des Vispertals* durch das vollständige Fehlen von Konglomeraten, Sandsteinen und Dachschiefern, ferner durch das nur ganz untergeordnete Auftreten von triassischen Sedimenten in Verbindung mit den carbonischen. Ähnliche facielle Verhältnisse wie im Vispertal stellen sich in der «zone axial» westlich des Val de Bagnes ein. Im Val d'Entremont, am Grossen St. Bernhard, im Aostatal und in der Gegend von St. Remy bieten die Casannaschiefer ebenfalls indirekten Kontakt mit dem Carbon, dort finden sich allmähliche Übergänge zwischen beiden Serien, wobei sich Graphitgneise ähnlich denjenigen des Vispertales einstellen (vgl. H. Gerlach, Lit. 2, S. 114). Die Fortsetzung dieser graphitischen Casannaschieferzone nach Süden im Kontakt mit dem Carbon des Briançonnais hat M. Bertrand (Lit. 6, S. 115) beschrieben; sie erscheint im Val Grisanche am Mt. Pourri sowie am Kleinen Mt. Cenis und steht in direktem Zusammenhang mit den Gneisen der Vanoise, wo schon früher P. Termier (Lit. 5) der Nachweis permischer Gneise gelungen war. P. Termier (Lit. 12, S. 965) fasst

diese ganze Zone der zum Teil graphithaltigen Glimmerschiefer und Gneise später unter dem Begriff der «*série cristallophyllienne B*» zusammen und nennt sie entsprechend ihrem permocarbonischen bis untertriassischen Alter «*série compréhensive*». Diese Serie erscheint aber nicht nur in der umschriebenen Stirnregion der Bernharddecke, sondern *P. Termier* (Lit. 12, S. 964) zählt die graphitischen Gneise der Umgebung von Rhêmes-St. George (vgl. *N. Pellati*, Lit. 13, S. 87) dazu, die nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Rückstauafalte von Valsavaranche gehören; ferner wird die «*zona graphitica*» der italienischen Geologen im Massiv der Dora Maira von *P. Termier* zu dieser Serie gerechnet. Die «*zona graphitica*» muss nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Wurzelregion der Bernharddecke gezählt werden. Es kann wohl kein Zweifel bestehen, dass diese «*série cristallophyllienne*» *Termiers* auch die graphitführenden Gneise und Glimmerschiefer des Vispertales in sich schliesst. Entsprechend ihrer geologischen Stellung im verkehrten Schenkel der Bernharddecke, in beträchtlicher Entfernung von ihrer ursprünglichen Stirne, kann es sich aber nach meiner Auffassung nicht um ein Analogon der graphitreichen Gneiszone Grosser St. Bernhard-Kleiner Mt. Cenis handeln, die zum normalen Schenkel der Decke gehört. Das gleiche gilt für die graphitführenden Gneise von Valsavaranche, deren Fortsetzung gegen Osten im Wallis wahrscheinlich im obern Val de Bagnes im südlichen Teil der sogenannten «*coupole de Boussine*» (vgl. *E. Argand*, Lit. 31, Pl. I, IV) angetroffen wird, wo von *H. J. Tschopp*¹⁾ Graphitoid-Phyllite beschrieben wurden. Die Zone wird nochmals in der Umgebung von Zermatt angetroffen, indem hier die Gneise der Bernharddecke an der Grenze gegen das hangende Mesozoikum des Substratums der Dent Blanche-Decke stark graphitführend werden (vgl. *E. Argand*, Lit. 21; Lit. 31, S. 750). Im Gegensatz zu diesen Vorkommen graphitischer Gneise im normalen Schenkel der Bernharddecke steht die «*zona graphitica*», die entsprechend ihrer Zugehörigkeit zur Wurzelregion der Decke (vgl. *E. Argand*, Lit. 31) auch die Graphitgneise des liegenden Schenkels umfasst und demnach sowohl aus tektonischen Gründen als auch infolge der weitgehenden petrographischen Übereinstimmung (vgl. *S. Franchi et V. Norvarese*, Lit. 7; *V. Norvarese*, Lit. 9 und 10) am ehesten mit den graphit- und anthrazitführenden Gneisen des Vispertals in Verbindung gebracht werden kann.

Mit den graphitisch-kristallinen Schieferen des Vispertales sind auch zu vergleichen analoge Bildungen auf der Südseite der Schweizeralpen. Graphitische Einlagerungen finden sich in den Gneisen des Monte Cenere bei Medeglia, und ferner erscheinen graphitische Glimmerschiefer in breiter Zone am Agnoarm des Luganersees und weiter südwestlich zwischen Orta und Val Sesia. (Vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48, S. 115.)

C. Mesozoische Gesteine.

1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias.

Die typischen Vertreter der westalpinen triassischen Sedimente sind im Vispertal nicht sehr stark entwickelt. Die Einteilung

- b) obere Trias = Dolomit, Marmor und Gips
- a) untere Trias = Quarzit

kann sich hier nur auf Analogien stützen (*C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, Lit. 18; *E. Argand*, Lit. 21; *Kilian et Révil*, Lit. 22), da im ganzen Vispertal nirgends ein vollständiges Profil zu beobachten ist. Der Quarzit erscheint als zusammenhängender Horizont nur südlich und westlich Zeneggen; es handelt sich um das östliche Ende der sogenannten «*Grenztrias*», des Carbons der zone interne (vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48). Im Vispertal selbst fehlt der Quarzit fast vollständig, häufiger findet sich dagegen die obere Trias; ihre Sedimente treten hauptsächlich am Rande der Gantergneisantiklinale auf, während sie die Bernharddecke nur in spärlichen Vorkommen begleiten.

Neben diesen typischen triassischen Gesteinen zähle ich auch gewisse basale Horizonte der Bündnerschiefer samt den ihnen eingelagerten tuffoiden Ophioliten zur Trias. Sie werden im folgenden Abschnitt mit den Kalkphylliten besprochen werden, von denen sie lithologisch nur schwer und geologisch überhaupt nicht zu trennen sind.

¹⁾ *H. J. Tschopp*. Die Casannaschiefer des obern Val de Bagne (Wallis). Dissertation, Basel 1920, Manuskript. Ann. b. d. Korr. Erschienen in Eclog. Geol. Helv. Vol. XVIII, Nr. 1, 1923.

a) Untere Trias.

Der Quarzit stellt das konstante Glied der westalpinen Trias dar; er wird als das Äquivalent des mittlern Buntsandsteins betrachtet.

α) Der Quarzit der Zone Turtmann-Zeneggen erreicht südlich dieser Ortschaft im Aufnahmegebiet seine grösste Ausdehnung. Die Masse besteht aus einem reinen, massigen Quarzit, der nach dem Hangenden in einen grünen, stark sericitischen Quarzitschiefer übergeht. Der letztere zeigt ganz vereinzelt Einlagerungen von bis taubeneigrossen, rosagefärbten Quarzen. Diese Farbe entspricht der «couleur lie de vin» der Franzosen. Sie wird als typisch für Gesteine permischer Entstehung betrachtet. Ein allmählicher Übergang dieses Quarzitschiefers in die Casannaschiefer findet aber nicht statt, indem am Weg von Breitmatten nach Burgen (vgl. Tafel III) ein mechanischer Kontakt zwischen beiden Horizonten zu beobachten ist. Die Casannaschiefer erscheinen in der Nähe des Kontaktes stark gequält, zum Teil mylonitisiert, parallel den Schichtflächen treten in grösserer Entfernung Quarzitschnüre auf, die durch Infiltration aus den Quarzitschiefen eingedrungen sind.

β) Die quarzitische Trias östlich Zeneggen besteht aus:

1. Den Quarzitgesteinen von Eich. Ein unterer Zug findet sich bereits auf der Simplonkarte (Lit. 18) eingetragen. Er besteht aus einem feinschiefrigen, stark druckgerieften Sericitquarzit. Der Hauptbruch zeigt einen deutlichen Silberglanz, hervorgerufen durch zahlreiche feine Sericitschüppchen. Unter dem Mikroskop erkennt man als Hauptgemengteile: Quarz und Sericit, als Nebengemengteile: Albit, Chlorit, Carbonat, Leukoxen und Magnetit.

Der Quarz bildet grosse Partien im Schriff, die aus wasserklaren, zahnartig ineinandergreifenden Körnern bestehen, die durchwegs undulöse Auslöschung aufweisen.

Der Muskovit ist ein farbloser, feinschuppiger Sericit, der im allgemeinen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheint.

Der Albit wurde an Schnitten $\perp c$ mit einer Auslöschungsschiefe von 22° und an solchen $\perp a$ mit 17° bestimmt. Der Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit dem Quarz ergab, bestimmt nach der Methode von Becke (l. c., S. 6) folgendes Resultat:

$$\begin{aligned} &\parallel \text{ Stellung } \alpha' < \omega; \gamma' < \varepsilon, \\ &+ \text{ Stellung } \alpha' < \varepsilon; \gamma' < \omega, \end{aligned}$$

entsprechend einem An-Gehalt von 0–16 %.

Der Albit tritt relativ häufig in grössern Nestern auf, die aus feinkörnigen, siebstruierten Individuen zusammengesetzt sind. Die Einschlüsse sind hauptsächlich Quarz, untergeordnet Sericit. Chlorit mit optisch positiver Hauptzone erscheint hin und wieder mit Sericit verwachsen. Carbonat wurde nur ganz vereinzelt nachgewiesen.

Die Textur ist lentikular. Lange, ausgeschwänzte, granoblastische Quarzpartien werden durch dünne lepidoblastisch struierte Sericithäute umhüllt. Auch Rothpletz kennt diesen Quarzit als «Quarzglimmerschiefer» (Lit. 35, S. 102) und stellt ihn zu den Berisalschiefen.

Ein oberer Zug triassischen Quarzitgesteins wurde ferner bei Eich im Liegenden der grossen Serpentinmasse aufgefunden, es ist ebenfalls ein Sericitquarzitschiefer; gegenüber dem vorherigen Typus tritt der Sericit hier etwas zurück, entsprechend erscheint die feine Schieferung auch weniger deutlich; auch Druckriefung ist hier nicht zur Ausbildung gelangt; dagegen weist das Gestein zahlreiche rostbraune Flecken auf, die jedenfalls von verwitterndem Magnetit herrühren und auf eine gewisse Ähnlichkeit mit dem zuerst beschriebenen Sericitquarzitschiefer hinweisen. Fig. 10 zeigt die Lage des Gesteins im Schichtverband, wobei besonders darauf hingewiesen werden muss, dass an der Grenze gegen den Serpentin keinerlei Kontaktercheinungen beobachtet werden konnten.

2. Den Sericitquarzitschiefen von Katzhaus. Sie zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit denjenigen von Eich, allerdings sind sie bedeutend glimmerreicher als jene. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen, dagegen erscheinen im Liegenden Grünschiefer, die nach einer wenige Meter mächtigen Lage von Kalkschiefern von einer zweiten Serie Grünschiefer unterteuft werden. Rothpletz (Lit. 35, S. 99) bespricht diesen Sporn nördlich Katzhaus eingehend, die hier vorkommenden «Quarzglimmerschiefer» stellt er

zu den Berisalschiefern oder zur Trias; ich halte das letztere für bedeutend wahrscheinlicher, da diese Sericitquarzitschiefer mit den Berisalschiefern von Ober Stalden, zu welchen sie allein in Beziehung gebracht werden können, keine Ähnlichkeit zeigen.

3. Den Quarzitgesteinen östlich der Visp. Am Talweg Visp-Stalden, unmittelbar südlich des Staldbaches, steht ein *weisser, massiger Quarzit* an (vgl. Fig. 2, S. 91), der gegen das Hangende in *schiefrigen Sericitquarzit* übergeht. Er zeichnet sich durch eine intensive Fältelung aus und lässt sich am Rande der Gneise von Ober Stalden mehrere 100 m weit verfolgen.

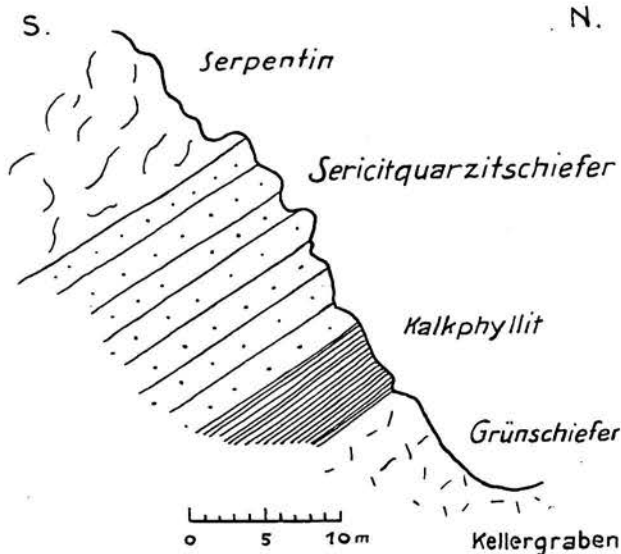


Fig. 10. Profil nördlich Eich.

Die *Teilantiklinale von Visperterminen* wird an ihrer Peripherie nirgends von Quarzit begleitet. Ein *massiger, weisser* oft auch grünlicher Quarzit steht dagegen inmitten des Gneiskomplexes bei Hohbiel an. Er bildet anscheinend das Hangende carbonischer Graphitschiefer. Ich deute den Quarzit als einen Rest der Triashülle der Antiklinalen (vgl. Tafel I, II und III).

Am Rande der *Hauptmasse der Bernharddecke* erscheint im Rohrbach nördlich Stalden, ein *massiger, weisser Quarzit*. Im Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Fig. 8, S. 92) fand sich ein *schiefriger, grünlicher Sericitquarzit*, in einer Mächtigkeit von 1 m inmitten der Kalkschiefer zwischen

den 1. und 2. Graphitschiefern. Er dürfte triassischen Alters sein im Gegensatz zu dem *Chlorit* und *albitreicheren Sericitquarzit*, der sich an der Basis der 1. Graphitschiefer einschaltet; ich halte ihn gleich dem Quarzit im Breiterbach eher für carbonisch.

b) Obere Trias.

Sie besteht in den Westalpen aus *Dolomit, Marmor, Gips und Rauhwacke*. Unter diesen Ablagerungen erreicht der *Dolomit* im Aufnahmegebiet die weiteste Verbreitung.

a) Aus der Zone westlich Zeneggen sei hier nur eine *Gipsbreccie* erwähnt, die sich an der Basis des Quarzites an der Grenze gegen die Bündnerschiefer einstellt. Sie wurde südlich über Alpenried und im Laubbach angetroffen. Das Gestein zeigt im Handstück eine auffallende Ähnlichkeit mit einer *Anhydritbreccie*, die Prof. C. Schmidt in einem Stollen bei Chippis aufgefunden hatte.

β) Die Zone östlich Zeneggen teile ich in das Gebiet westlich und östlich der Visp.

1. Westlich der Visp findet sich direkt östlich Zeneggen am nördlichen Ende der grossen Serpentinmasse ein grösseres *Dolomitvorkommen* (vgl. Tafel I und III). Ein grauer *Dolomit*, der zum Teil in dolomitischen Kalk übergeht, bildet eine Linse von zirka 250 m Länge; ihre maximale Mächtigkeit beträgt 10–15 m. Diese Dolomitlinse wird von Grünschiefern unterlagert, mit denen sie aber nirgends in direkten Kontakt tritt, indem sich eine 2 m mächtige Serie dunkler, feinschiefriger Bündnerschiefer dazwischen schiebt; auch von dem Hangenden, dem Serpentin, ist der Dolomit anscheinend durch Bündnerschiefer getrennt; auf eine kurze Distanz von etwa 10 m tritt allerdings der Serpentin in direkten Kontakt mit dem Dolomit; doch handelt es sich dabei unzweifelhaft um einen durch die Dislokation entstandenen Kontakt (vgl. Fig. 11).

Ein zweites Vorkommen von grauem *Dolomit* findet sich nordöstlich Zeneggen. Das Hangende bilden auch hier feinschiefrige, glimmerreiche Bündnerschiefer, und im Liegenden treten gleichfalls Bündnerschiefer auf. Sie stehen im direkten Kontakt mit dem Dolomit.

Ein weiteres ausgedehntes Lager von *Dolomit* bildet die obersten Abstürze der Kalkfluh und zieht sich hinunter bis auf die Höhe von zirka 930 m, wo der Dolomit nördlich von Eich, wenige Meter über

dem sogenannten «Zwischen Tristweg», der von Eich direkt zum Schlüsselacker hinunterführt, auskeilt. Das Gestein ist ein feinkörniger, gelblicher Dolomit, der nur wenig Beimengungen von Calciumcarbonat zeigt, diese erscheinen vor allem am südlichen untern Ende des linsenförmigen Lagers, d. h. an der Stelle, wo es von dem schon erwähnten Sericitquarzitschiefer überlagert wird. Der Dolomit geht hier in

den obern Bänken zum Teil direkt in dolomitischen Kalk über, auf diese eigentümliche Tatsache weist schon *Rothpletz* (Lit. 35, S. 101) hin. Das ganze Lager zeigt eine Ausdehnung von ca. 1100 m und eine maximale Mächtigkeit von ca. 70–80 m; nach beiden Enden keilt es rasch aus. Das Hangende wird anscheinend durch eine ausgedehnte Grünschieferlinse gebildet, leider ist der Kontakt nirgends aufgeschlossen,

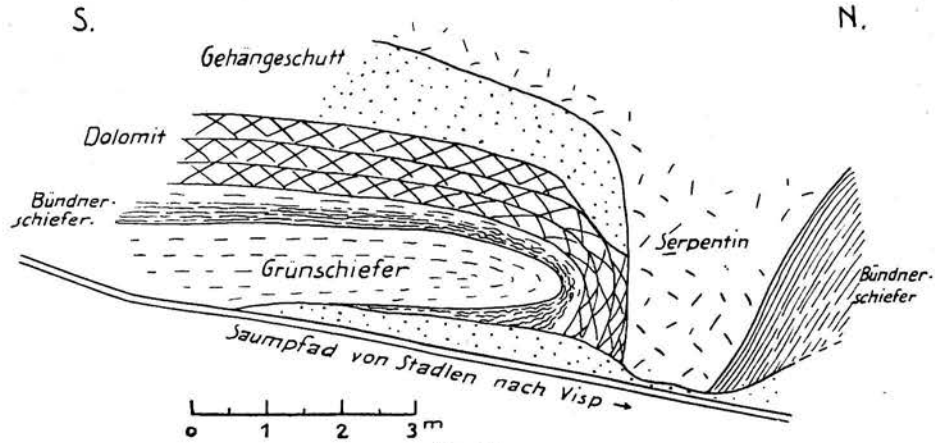


Fig. 11.

Profil durch das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse bei Zeneggen.

das gilt auch für den Kontakt des Quarzitschiefers gegenüber dem Dolomit im Liegenden und der Grünschieferlinse im Hangenden. Zum gleichen Dolomitzug gehört eine kleine Linse kalkreichen Dolomits über dem ersten Absatz der «Hohen Fluh». Er zeigt einen starken Sericitgehalt, der zum Teil eine deutliche Schieferung des mylonitartigen Gesteins bedingt.

Das interessanteste Vorkommen von Dolomit findet sich oberhalb *Katzhaus*; eine zirka 100 m lange und 20–30 m mächtige Linse von Dolomit erscheint hier vollständig im Grünschiefer eingeschlossen. Der Kontakt mit den liegenden Grünschiefern ergibt folgendes Bild:

Unmittelbar über den Grünschiefern, im direkten Kontakt mit diesen, folgt eine 50 cm mächtige *Marmorlage*, die nach oben in quarzitreichen *Kalkphyllit* übergeht; seine Mächtigkeit beträgt nur 20 cm; er stösst mit einer scharfen Grenze gegen den grauen, marmorisierten Dolomit der Linse ab.

Der quarzitreiche *Kalkschiefer* zeichnet sich durch seine gelbliche Farbe sowie durch seine grossen *Pyritporphyroblasten* aus. Die Textur ist *lagenförmig* bis *lentikular*. Lang ausgezogene, *granoblastische* Linsen oder oft auch Lagen von Quarz werden von *Sericit* umflastert. Die Sericitfasern enthalten *Calcit*, der oft deutliche *Kristallisationsschieferung* verrät und den Sericit fast ganz ersetzt, indem er sich zwischen die einzelnen Quarzlagen drängt, mit denen er an andern Stellen ein grobkörnig granoblastisches Gewebe bildet. In einzelnen Gesteinspartien entwickelt sich eine deutliche *Zickzacktextur*.

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Calcit, Sericit.

Der Quarz fällt durch die Felderteilung, verbunden mit kräftiger undulöser Auslöschung, auf. Einzelne grössere Individuen enthalten äusserst feine, in parallelen Reihen geordnete Einschlüsse. Der Calcit erscheint durch *Limoniteinschlüsse* fast durchgehend gelbbraun gefärbt. Als Neben- und Übergemengteile treten auf: *Pyrit*, bald in prächtig entwickelten makroskopisch gut sichtbaren Kristallen, bald in grössern oder kleinern Xenoblasten. Als Titanmineral findet sich *Rutil* in grossen Massen, sehr oft in *Leukozen* umgewandelt. *Titanit* konnte nur in einzelnen Individuen nachgewiesen werden, das gilt auch für *Turmalin*.

Dieser Kalkphyllit geht nach unten allmählich in eine 50 cm mächtige Marmorlage über, die in direkten Kontakt mit dem Grünschiefer tritt.

Der Marmor zeigt eine deutliche *Paralleltexur*, die hervorgerufen wird durch schneeweisse, breite Lagen von Calcit, die mit feinen, gelblichen Zwischenlagen von Sericit alternieren, in welchen feinkörnige,

lang ausgeschwänzte Linsen von *Dolomit* liegen. Das Auftreten dieses Minerals wurde mit Hilfe der Hindenschen Reaktion (*Rosenbusch*, l. c., S. 100) im Dünnschliff festgestellt. Unter den *Nebengemengteilen* tritt der *Titanit* weitaus am häufigsten auf; er durchsetzt das Gestein in Form von spitzrautenförmigen Kristallen, die in zahllosen, parallel der Schieferungsebene geordneten Schwärmen auftreten. Als weiteres *Titanitmineral* erscheinen *Leukoxen* in Verbindung mit *Titanit*; *Rutil* tritt in bedeutend geringeren Mengen auf als in dem quarzreichen Kalkschiefer. Neben *Quarz*, der in vereinzelt, kleinern granoblastischen Linsen auftritt, wird auch *Chlorit* in wenigen regelmässig zerstreuten Nestern beobachtet. Die einzelnen Schüppchen sind farblos, ohne jeden Pleochroismus; sie zeigen eine auffallende graue Interferenzfarbe, ihr optischer Charakter ist positiv, was in Verbindung mit der geraden Auslöschung auf *Pennin* schliessen lässt. *Apatit* und *Pyrit* sind zum Teil in prachtvollen, idioblastischen Kristallen vorhanden, aber nur in ganz vereinzelt Individuen. Sehr zahlreich findet sich *Turmalin* in langen, oft zerbrochenen, prismatisch begrenzten Stengeln. Er ist optisch negativ und zeigt folgenden Pleochroismus.

O > E
graublau farblos,

Die starke *Anreicherung* von *Turmalin* und *Titanit*, die sich vom Kalkphyllit nach dem Marmor gegen die Grenze des Grünschiefers hin bemerkbar macht, lässt die Vermutung, der vorliegende Marmor könnte ein exomorphes Kontaktprodukt eines gabbroiden Magmas sein, als nicht ganz ausgeschlossen erscheinen (vgl. *Rosenbusch*, l. c., Bd. II, 1, S. 387).

2. Östlich der Visp findet sich der Dolomit hauptsächlich am *Rande der Gantermulde*. Er bildet auf weite Strecken die Grenze dieser Orthogneise gegen die Bündnerschiefer oder den Gips.

Zur Trias des «*Löffels*» von *Visperterminen* gehört wahrscheinlich der Dolomitzug der von Moorackern nach Barmühle über den Riedbach gegen die Visp hinunterzieht (vgl. Tafel I und III). Auf dem rechten Ufer des Riedbaches ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 12).

Der Dolomit, ziemlich feinkörnig, zeigt eine leicht gelbliche Farbe; er geht gegen das Hangende, einen schwärzlichen Marmor, in dolomitischen Kalkstein über, während er im Liegenden von Kalkschiefern unterteuft wird, gegen die er mit scharfer Grenze getrennt ist. Der hangende Marmor zeichnet sich aus durch einen starken Gehalt an Biotit; die zahlreichen Glimmerblättchen können makroskopisch

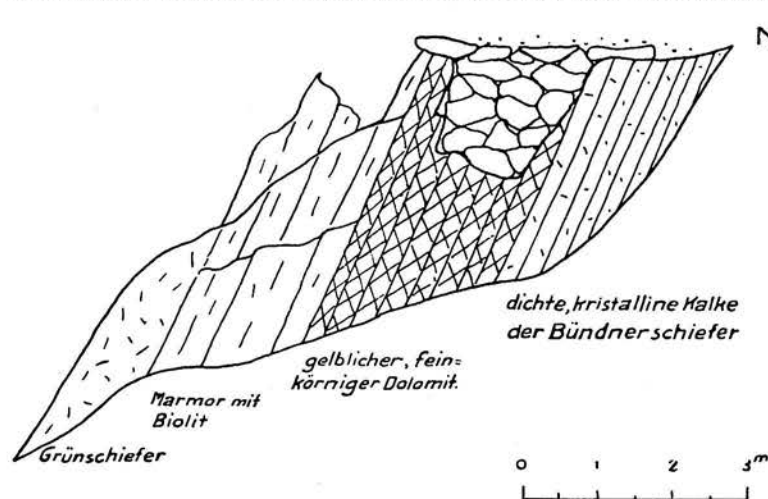


Fig. 12. Triasprofil unterhalb Barmühle.

leicht erkannt werden. Marmor und Dolomit weisen eine Gesamtmächtigkeit von 3,8 m auf. Der Marmor wird von Grünschiefern anscheinend konkordant überlagert; leider ist die Grenzfläche nirgends deutlich aufgeschlossen.

Der Marmor tritt im Aufnahmegebiet gegenüber dem Dolomit stark zurück. Der grösste Aufschluss findet sich im Wald südöstlich oberhalb Ober Stalden, der anscheinend in den Kalkschiefern eingelagert ist. Ein zweites Vorkommen findet sich bei Salemboden im Hangenden der graphitischen

Schiefer. Das nur wenige Meter mächtige Marmorlager ist hier durch Kalkschiefer von den überlagernden Grünschiefern getrennt.

Der Gips erscheint im Aufnahmegebiet in vier Aufschlüssen. Der grösste findet sich bei Aareggen; er reicht hinunter bis in den Staldbach, der durch einen kleinen Bergsturz aus der leicht verwitternden Gipsmasse auf zirka 100 m völlig zugedeckt wurde.

Ein weiterer wurde im *Riedbach unterhalb Muggi* aufgefunden. Wie bei Aareggen, bildet der Gips hier das Hangende des peripherischen Dolomits der Gebidemantiklinale.

Am Rande der *Gneise von Visperterminen* konnte der Gips nur an einer Stelle südlich «Erb» beobachtet werden, und zwar überlagert er hier die randlichen Graphitschiefer (vgl. Tafel I).

Das Gipsvorkommen im Liegenden der Marmorfelsen nördlich Warthaus gehört anscheinend zur Triashülle der *Teilantiklinale von Ober Stalden*.

2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer.

Die Bündnerschiefer des Vispertals zeichnen sich entsprechend ihrer Ausbildung in *penninischer Facies* durch zahlreiche Linsen und Lager von ophiolitischen Gesteinen aus, die im folgenden Abschnitt besprochen werden.

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer halten wir auch hier für liassisch. Die Grenze gegen die Trias ist nicht immer scharf, so dass die Zugehörigkeit gewisser grauer, dichter, zum Teil marmorisierter Kalke zum Lias oder zur Trias unsicher ist.

Die Bündnerschiefer sind in ihrer Gesamtheit schiefrige, kalkige, zum Teil quarzige Sedimente, die durchwegs hochmetamorph ausgebildet sind. Im Vispertal lassen sich *zwei extreme Typen* der Kalkphyllite unterscheiden, die durch zahllose Übergänge miteinander verknüpft sind.

Ein feinschiefriger, oft ausgesprochen blättriger Schiefer, der eine graue bis fast schwarze, oft aber auch die typische dunkelviolette Farbe der Glanzschiefer aufweist. Sie wird anscheinend durch kohlige Substanzen in Verbindung mit Pyrit hervorgerufen, der in feinsten Zerstreuung beigemischt ist. Zu ihrem Charakteristikum gehört ferner die seidenglanzende Schieferungsebene sowie eine äusserst intensive Fältelung, die zahlreichen Faltenumbiegungen, Risse und Verwerfungen sind dabei fast durchwegs mit Calcit und Quarz erfüllt.

Ein grauer, deutlich geschieferter Kalk mit linsenförmig marmorisierten Partien findet sich in der Magenhornmulde und im Rohrbachtobel, ferner in der Felswand nordöstlich Zeneggen, hier ohne marmorisierte Zwischenlagen. Das Gestein erscheint auf dem Hauptbruch schwärzlich mit leichtem Seidenglanz, bedingt durch Graphit und Sericit, die in feinen Lagen das Gestein durchziehen und so eine deutliche Lagentextur hervorrufen. In einzelnen marmorähnlichen Varietäten wird diese Textur durch zahlreiche plattgedrückte Linsen völlig weissen Calcits verstärkt. Unter dem Mikroskop erkennt man die deutliche Kristallisationsschieferung, die nicht nur durch die hauptsächlichen Träger der Schieferigkeit, Sericit und Graphit, hervorgerufen wird, sondern auch durch den Calcit, dessen einzelne Individuen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheinen. Die Struktur ist granoblastisch, und zwar mittel- bis grobkörnig. Die Hauptgemengteile sind Calcit, Sericit und Quarz; als Neben- und Übergemengteile treten auf: kohlige Substanzen, Albit, Granat, Pyrit.

Unter den Hauptgemengteilen überwiegt der Calcit quantitativ bei weitem. Im allgemeinen ist er arm an Einschlüssen; neben seltenen Quarzeinsprengungen tritt häufiger kohlige Substanz in die Calcitindividuen ein, die in einzelnen Partien des Gesteinsgewebes wie schwarz bestäubt erscheinen. Der Quarz ist völlig wasserklar, sozusagen ohne jede Einschlüsse, gleich dem Sericit findet er sich in erheblich geringeren Mengen als der Calcit. Der Sericit durchdringt ziemlich gleichmässig das ganze Gewebe, eine gewisse Anreicherung des Minerals kann höchstens in einzelnen besonders stark mit kohligem Substanz imprägnierten Partien konstatiert werden. Die übrigen Gemengteile, mit Ausnahme der kohligen Substanz, werden nur spärlich angetroffen.

Besonders bemerkenswert für die Bündnerschiefer des Vispertales sind graphithaltige Typen, die in ihrer Ausbildung den entsprechenden Casannaschiefern durchaus entsprechen und nur durch ihren grossen Kalkgehalt lithologisch von denselben sich unterscheiden. Die Art der Lagerung inmitten der Kalkphyllite und triassischer Gesteine weist auf ihr mesozoisches Alter. Die beiden wesentlichen Vorkommen am Staldbach südlich Visp und im Rohrbach ob Staldenried sind bereits beschrieben worden (vgl. Fig. 2 und Fig. 3, S. 91 bzw. 92).

In den beschriebenen kalkigen Bündnerschiefern treten fernerhin an mehreren Stellen kleine unbedeutende Lager von *grünem, quarzigem Schiefer* auf. Das Gestein erscheint im Handstück schwärzlichgrün, mit starkem Seidenglanz auf dem Hauptbruch, der eine feine Druckriefung erkennen lässt, im grossen

ganzen aber schön ebenflächig entwickelt ist. Deutlich zeigt der Querbruch die feine Schieferung, die durch eine Art Lagentextur bedingt ist. Zwischen weissen Quarzlagen schalten sich papierdünne Lamellen von Sericit und Pennin ein; oft ist die Schieferungsebene auch durch einzelne Lagen rötlichen Calcits markiert. An einem Handstück aus dem schon erwähnten Rohrbachumgehungsstollen erkennt man unter dem Mikroskop eine deutliche Kristallisationsschieferung; sie gibt sich in der Ausbildung von Sericit und Pennin zu erkennen, die in feinen Flasern mittelkörnige, *granoblastische Linsen* von Quarz umhüllen und so eine lentikuläre Textur bedingen. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, untergeordnet Albit, Pennin und Sericit. Als Neben- und Übergemengteile treten auf Calcit, Apatit und Limonit.

Der Quarz ist wasserklar, fast ohne Einschlüsse, er bildet ein granoblastisches Grundgewebe mit Zahnstruktur. Die einzelnen Quarzkörner sind in der Stressrichtung oft gestreckt; auch ist eine gewisse Übereinstimmung der optischen Orientierung unverkennlich, indem die Richtung der grössten Elastizität sehr oft mit dem grössten Durchmesser der einzelnen Körner zusammenfällt. Es handelt sich um die Erscheinung der sogenannten «Gefügeregelung»¹⁾. Der Pennin zeigt undulöse Auslöschung, deutlichen Pleochroismus α = gelb

β und γ = grün und die typische abnormale lavendelblaue Interferenzfarbe. Der Pennin tritt in langgestreckten Schüppchen auf, die durch die basalen Spaltflächen begrenzt werden. Die oft gebogenen und gekrümmten Individuen zeigen ihre grösste Ausdehnung meist parallel der Schieferungsebene; sie liegen im allgemeinen zwischen den einzelnen Körnern des Grundgewebes, das sie in lichten Schwärmen durchsetzen. Ein ganz analoges Auftreten zeigt der Sericit, der fast durchwegs mit Pennin parallel verwachsen ist oder mit diesem Mineral zusammen in gewebeartigen Aggregaten vorkommt. Von den Nebengemengteilen sei vor allem ein basischer Albit mit zirka 7–10 % An erwähnt, der mit Hilfe der Methode von Becke und an Schnitten $\perp \alpha$, die eine Auslöschungsschiefe von 14° gegen die Albitlamellen ergaben, genau bestimmt werden konnte. Da der Albit fast frei von Einschlüssen ist und Zwillingsbildungen selten sind, so gelingt die Unterscheidung vom Quarz meistens nur mit Hilfe des Konoskops. Calcit tritt in unregelmässigen Fetzen längs der Schieferungsebene auf; er dürfte ein Infiltrationsprodukt sein.

Die Bündnerschiefer im Vispergebiet sind ebenso wie die analogen Schichten im Simplongebiet durchaus fossilifer²⁾. Ihre Altersbestimmung als Lias kann somit nur in Analogieschlüssen aus der Lagerung versucht werden.

M. Bertrand (Lit. 6, S. 157–162) hat für den grössten Teil der «schistes lustrés» in der «zone du Briançonnais» sowohl als in der «zone du piémont» triassisches Alter postuliert. Nach Kilian und Révil (Lit. 22, S. 204–207) ergeben die neuern Untersuchungen für die Hauptmasse der Kalkschiefer der Zone von Piemont ein mittelmitteljurassisches Alter, wobei allerdings die tiefsten Horizonte gleichfalls als Äquivalente der Trias betrachtet werden. Diese piemontesische Zone wird von E. Haug (Lit. 24, S. 1638) in die Geosynklinale von Piemont, in die Geoantiklinale des Briançonnais und in die Geosynklinale des Wallis eingeteilt. Diese letztere umfasst nach E. Argand (Lit. 38, S. 166) und andern die Bündnerschiefer im Liegenden der Bernhard- und der Simplondecken; sie kommt also für das Vispertal allein in Betracht. Für die Facies der Walliser Geosynklinale ist das nur sporadische Auftreten des Quarzites der untern Trias typisch, ihr Äquivalent bilden die basalen Horizonte der Bündnerschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Grünschiefern. Das triassische Alter dieser Horizonte wird von mehreren Autoren übereinstimmend postuliert (vgl. H. Preiswerk, Lit. 16, S. 2; E. Argand, Lit. 23, S. 13; Lit. 28; A. Rothpletz, Lit. 35, S. 102).

3. Ophiolitische Gesteine.

Das Auftreten ophiolitischer Gesteine ist, wie dargelegt worden, ein Charakteristikum der Bündnerschieferformation des Vispertales. Diese ophiolitischen Gesteine sind a) Grünschiefer, d. h. feldspatführende, hornblendereiche Schiefer, b) eigentliche Serpentine, die von Asbestbildungen begleitet sind,

¹⁾ Br. Sander. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherma's Mineral. Petrog. Mitteil. N. F., Bd. 30, S. 281–315.

²⁾ Die von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 21) in den Bündnerschiefern zwischen Nufenen und Brig gefundenen Fossilien aus dem Lias gehören in die Zone der «gotthardmassivischen» Bündnerschiefer.

und c) Ofensteine und Talkschiefer. Diese drei Gesteinstypen sind geologisch eng miteinander verknüpft, sie treten innerhalb der Kalkphyllite der «Gantermulde» auf der östlichen Talseite auf und erreichen noch grössere Verbreitung innerhalb der Magenhornmulde von Riedji östlich der Visp bis nördlich Zeneggen westlich der Visp.

Grünschiefer.

Die Grünschiefervorkommen des Vispertales teile ich nach Art ihrer Lagerung in: a) *intrusive, massige Grünschiefer*, β) *tuffoide Grünschiefer*. An den intrusiven Grünschiefern wurden Kontakterscheinungen beobachtet, die einerseits als Bildungen des *endomorphen*, anderseits als solche des *exomorphen* Kontakts gedeutet werden. Auffallenderweise fanden sich bei ein und demselben Grünschiefervorkommen nirgends beide Erscheinungen eines vollständigen Kontakthofes vereinigt. Ich teile demnach

a) die **intrusiven, massigen Grünschiefer** in zwei Gruppen.

1. Grünschiefer mit endomorphen Kontakterscheinungen.

Die neu aufgefundene Grünschieferlinse südlich des Schlüsselackers liefert das interessanteste Beispiel für die Kontaktphänomene dieser Gruppe. Die Linse ist in nordsüdlicher Richtung auf eine Distanz von 60—70 m sichtbar (vgl. das Profil Fig. 13). Ungefähr in der Mitte des Aufschlusses bemerkt man eine 5 m breite, hervorstehende Rippe eines *massigen Albitamphibolits*. Diese Rippe enthält zahlreiche grössere und kleinere Linsen von Calcit. Die grünliche Farbe dieses Amphibolits wird durch Hornblendeputzen erzeugt, die durch ihre Anordnung dem Gestein eine massige, völlig richtungslose Textur verleihen. Unter dem Mikroskop macht man die überraschende Feststellung, dass deutliche Relikte einer *ophitischen Primärstruktur* vorhanden sind. Die *Hauptgemengteile* sind: *Hornblende*, *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Neben- und Übergemengteile* treten auf *Titanit*, *Leukozen* und *Erzstaub*.

Die *Hornblende* zeigt eine Auslöschungsschiefe von 19° ; ihre Absorptionsfarben sind schwach

$$c = b > a$$

saftgrün olivgrün gelbgrün,

die Axenebene verläuft parallel (010). Sie tritt in vereinzelt grössern Individuen auf, die ausschilfern, sie zeigt hin und wieder Zwillingsbildung nach (100); meistens aber erscheint sie in langen, feinen Nadeln, die sich oft in paralleler Anordnung zu grössern Partikeln vereinigen.

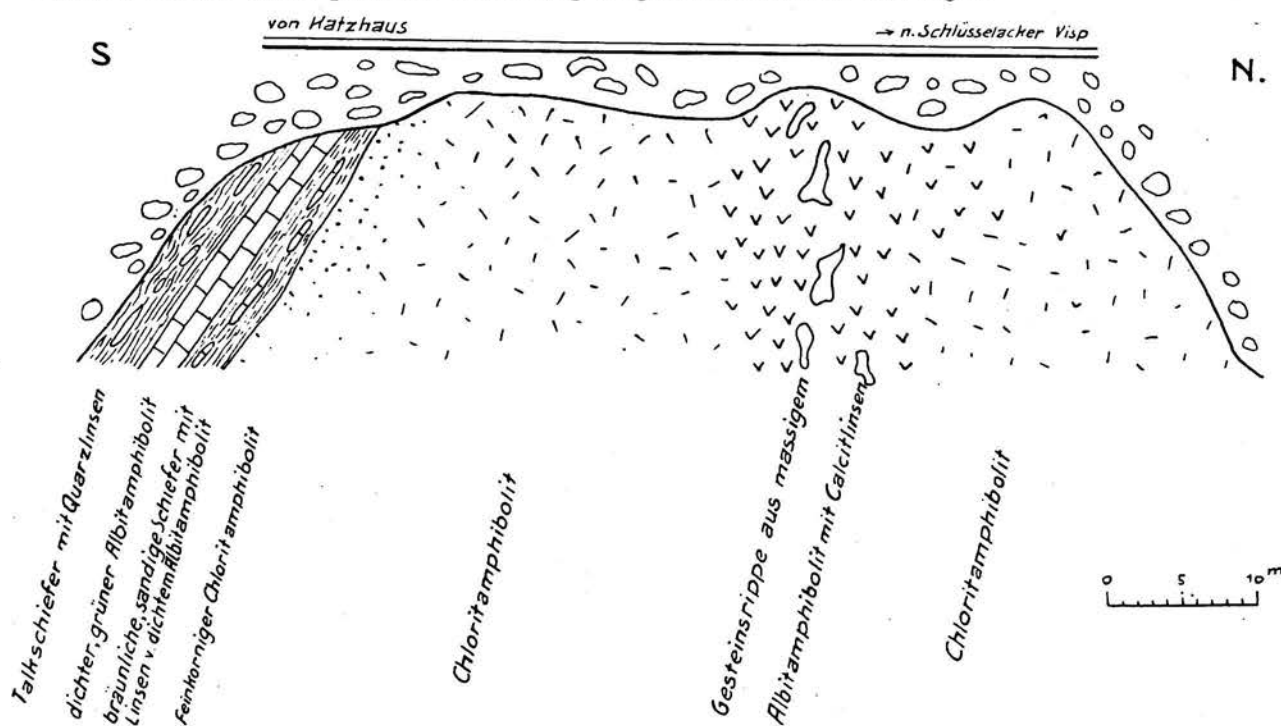


Fig. 13. Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe gegen M von 12° , entsprechend einem 5 % Anorthitgehalt, bestimmt. Auffallend ist die stets ausgeprägte, leistenförmige Ausbildung der Albitindividuen, die in ihrer Lage sehr deutlich eine *ehemalige Ophitstruktur* erkennen lassen. Der Albit ist unzweifelhaft sekundärer Entstehung; er dürfte aus einem basischeren Kalknatronfeldspat hervorgegangen sein, dessen Anorthitgehalt im Epidot erhalten bleibt. Diese Epidotisierung kann im Gestein allerdings nicht mehr direkt beobachtet werden.

Der *Chlorit* bildet schöne Rosetten, die infolge der schwach schief zueinandergestellten Chloritblättchen eine undulös wandernde Auslöschung hervorrufen. Der *Epidot* tritt in Form des *Pistazit* auf, der, in unregelmässigen Flecken von niedriger doppelbrechenden, eisenärmern Partien durchwachsen, oft auch umrandet wird. Der Epidot begleitet durchwegs den Albit. Der *Calcit* bildet unregelmässige Körner in Verbindung mit Chlorit. Auch diese beiden Mineralien scheinen sekundäre Bildungen zu sein, die mit dem primären Charakter des Gesteines nichts zu tun haben.

Dieser Albitamphibolit mit der ophitischen Reststruktur geht nach Norden wie nach Süden im Aufschlusse allmählich in *Chloritamphibolit* über, der die Hauptmasse der ganzen Linse ausmacht. Das Gestein unterscheidet sich vom vorherbesprochenen im Handstück durch die Textur, die eine leichte Schieferigkeit verrät. Strukturell steht das Gestein dem Albitamphibolit sehr nahe; es zeigt gleichfalls eine granoblastische bis poikiloblastische Struktur, weniger deutlich ist dagegen die ophitische Reststruktur. Der Mineralbestand ist derselbe, nur tritt hier als Übergemengteil noch *Biotit* hinzu.

Der *Albit* zeigt hin und wieder Zwillingsbildung und Spaltrisse. Er weist eine typische Siebstruktur auf, indem er von den andern Komponenten erfüllt ist. Die *Hornblende* lässt nur schwache Absorptionsfarben nach dem gewöhnlichen Schema erkennen; allerdings verraten die im Albit eingebetteten Nadelchen eine ausgesprochene bläuliche Nuance in der Richtung von c .

Die grössern Individuen sind von feinsten Titanitkörnchen durchschwärmt, die als ein Entmischungsprodukt ehemals titanreicherer Hornblendes aufgefasset werden. Weit verbreitet ist eine starke Chloritisierung der Amphibole, die allerdings nirgends zur Bildung von wohlumgrenzten Pseudomorphosen führt. Oft entstehen eigentliche Chloritputzen, die nur noch von einzelnen langen Hornblendenaedeln durchspiesst werden. Die häufige Verwachsung von Biotit und Chlorit zeigt aber deutlich, dass ein Teil des Klinochlors auch aus dem Biotit hervorgegangen ist. Der *Chlorit* ist optisch positiv; er zeigt einen schwachen Pleochroismus nach dem Schema

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{grün} & & \text{hellgelb,} \end{array}$$

er dürfte dem Klinochlor am nächsten stehen. Der *Epidot* ist in zahllosen Individuen im ganzen Gesteinsgewebe verteilt; gelegentlich sammeln sich die einzelnen Körner zu grössern Aggregaten. Es handelt sich auch hier hauptsächlich um Pistazit, der randlich fast durchwegs von eisenärmern Partien begleitet wird, die dem *Klinozoisit* nahestehen dürften. Eigentlicher *Zoisit* tritt stark zurück, er ist nur im Albit in Form kleinster Säulchen zu finden. Der *Leukoxen*, in grössern Fetzen und stets von Erzstaub stark getrübt, scheint ein Umwandlungsprodukt grösserer Titanerzpartien darzustellen. Der *Biotit* tritt nur als Übergemengteil auf, doch weist seine öftere Vergesellschaftung mit Chlorit auf ein primär häufigeres Auftreten. Sein Pleochroismus ist:

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{braungelb} & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Im konvergenten Licht zeigt sich ein sehr geringer Axenwinkel.

Dieser grobkörnige Chloritamphibolit unterscheidet sich vom zuerst besprochenen Typ durch die stärkere Chloritisierung; als eine Folge der sich auch textuell kundgebenden kräftigern Metamorphose gegen den südlichen Rand der Linse geht er allmählich in einen feinkörnigen *Chloritamphibolit* über. Er unterscheidet sich vom erstern durch sein dichteres Gefüge, die bedeutend kleinern Hornblendeputzen und das Auftreten von Biotit. Die *Textur* ist richtungslos massig, die *Struktur* granoblastisch bis poikiloblastisch, die Relikte der Ophitstruktur sind vollständig verschwunden. Der Mineralbestand weicht von demjenigen des grobkörnigen Chloritamphibolits nicht ab. Der *Albit* ist durch seine schwach niedrigere bis fast gleiche Lichtbrechung wie der Kollolit gekennzeichnet. Er bildet im grossen ganzen ein Grundgewebe, in welchem die übrigen Komponenten poikiloblastisch ein-

geschlossen sind, wobei allerdings eine besonders reiche Durchspickung mit Zoisit stattfindet, so dass wohl von *Saussuritisierung* gesprochen werden kann. Die Farbunterschiede der *Hornblende* lassen auf den Übergang einer proterogenen bräunlichen, über die gemeine, grüne in eine nahezu farblose tremolitische *Hornblende* schliessen. Die bräunliche *Hornblende* wird nur ganz vereinzelt angetroffen, mit einer leicht braunen Absorptionsfarbe nach b. Mit zunehmender Ausbleichung zeigt sich folgender Pleochroismus:

$$\begin{array}{ccccc} c & = & b & > & a \\ \text{saftgrün} & & \text{gelbgrün} & & \text{hellgelb bis farblos,} \end{array}$$

was auf *gemeine Hornblende* schliessen lässt, die im Gesteinsgewebe die weiteste Verbreitung aufweist. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt $c : c = 23^\circ$; mit zunehmender Ausbleichung sinkt sie; bei der fast farblosen *tremolitischen Hornblende* ist $c : c = 17^\circ$ zirka. Parallel diesem Übergang in blassgefärbte *Hornblende* geht eine zunehmende Auflösung der grössern Individuen in schilfige *Hornblende*. Häufig erscheint inmitten der *Hornblenden Biotit*, ohne dass aber Parallelverwachsungen auftreten. Die beiden Mineralien sind gleichen Alters; ihre Vergesellschaftung spricht für ihre gemeinsame Entstehung als Umwandlungsprodukt.

Der *Epidot* findet sich auch hier hauptsächlich in grössern *Pistazitindividuen*, deren Eisengehalt nach aussen abnimmt. *Zoisit* ist in feinen Nadelchen und Säulchen ausgebildet, die den Albit wirr durchspießen; es dürfte sich um *Saussuritisierung* handeln.

Leukoxen, stets von winzigen Titanerzresten getrübt, durchschwärmt in kleinsten Fetzen oder grössern Haufenwolken das ganze Gestein.

Dieser feinkörnige Chloritamphibolit wird gegen Süden längs einer scharfen Grenze von einem bräunlichgrünen, sandigen Schiefer überlagert, der anscheinend einen stark *verwitterten Grünschiefer* darstellt. Diese verwitterte Schicht zeigt eine Mächtigkeit von zirka 50 cm (im Profil Fig. 13 übertrieben); sie enthält zahlreiche bis 1 m lange und 5–10 cm dicke Linsen des unverwitterten Grünschiefers. Es ist ein hellgrüner, fast vollkommen dichter *Albit-Amphibolit*. Unter dem Mikroskop gibt sich die *Textur* als deutlich lagenförmig mit wenig ausgeprägter Kristallisationsschieferung zu erkennen. Die *Struktur* ist feinkörnig, granoblastisch bis poikiloblastisch. Der Mineralbestand ist der folgende: *Hauptgemengteile* sind *Albit*, *Hornblende* und *Epidotmineralien*; als *Neben- und Übergemengteile* treten Titanit und spärlich Biotit und Chlorit auf. Der *Albit* bildet ein feinkörniges Grundgewebe, in dem *Hornblende* und *Epidotmineralien* bald unregelmässig verteilt, bald lagenweise stark angereichert sind. In diesen Lagen verschwindet der *Albit* fast vollständig; sie treten makroskopisch als dichte, grüne Bänder in Erscheinung. Die *Hornblende* findet sich in Form der *gemeinen grünen* und der *tremolitischen Hornblende*, deren optische Eigenschaften mit denjenigen des S. 107 ff. aus dem massigen *Albitamphibolit* im Zentrum der Linse übereinstimmen. Der *Epidot* erscheint hauptsächlich als *Pistazit*; er fällt auf durch seine gute Begrenzung nach den Querdomen. Die randliche, unregelmässige Umwachsung mit eisenärmern Partien findet sich auch hier. *Zoisit* begleitet in ganz untergeordneter Quantität mit *Titanitkörnchen* zusammen den *Albit*. Der *Biotit* ist nur ganz spärlich vorhanden. In einigen Fällen konnte das Ausbleichen des kaffeebraun gefärbten Minerals und parallel damit der Übergang in Chlorit beobachtet werden.

Über den stark verwitterten, bräunlich-sandigen Schiefen folgt eine metermächtige Bank eines dichten, grünlichen, mit braunen Flecken erfüllten *Albitamphibolits*. Er weist eine äusserst feine, kaum sichtbare Schieferung auf, die im Verein mit zwei ungefähr senkrecht aufeinanderstehenden Kluftsystemen die charakteristische Teilung der ganzen Bank in einzelne Rhomboide verursacht. Das Mikroskop zeigt, dass ein Gestein vorliegt, welches dem oben beschriebenen, linsenförmigen *Albitamphibolit* sehr ähnlich ist. Sie unterscheiden sich im Mineralbestand insofern, als hier kein Biotit und Chlorit auftritt, und vor allem texturell und strukturell. Hier zeigt sich eine ausgeprägte, typische *Kristallisationsschieferung*. Die feinen *Albitkörnchen* sind sämtliche nach der Texturebene verlängert; auch die *Hornblendenadelchen* zeigen eine weitgehende Parallelordnung in der Schieferungsebene, wobei die einzelnen Individuen oft eine bedeutende Länge erreichen. Die übrigen Komponenten, wie *Pistazitkörnchen*, *Zoisitstengelchen* und Titanit, erhalten keinen Einfluss auf die Textur. Nahezu senkrecht zur Schieferungsebene ist das Gestein von feinen Klüften durchzogen, die stets von *Albit-* und *Quarz-*

körnern ausgeheilt sind. Das zweite Kluftsystem, parallel der Schieferung, wird von Carbonat ausgefüllt, das die Albitklüfte ungehindert durchsetzt. Der Calcit ist also offenbar ein jüngeres Infiltrationsprodukt.

Als äusserste Hülle gegen die mit Gehängeschutt überdeckten Kalkschiefer folgt eine zirka $1\frac{1}{2}$ m mächtige Schicht eines stark quarzitisches Talkschiefers, dessen Quarzgehalt zur Bildung ausgedehnter Linsen führt. Mit der Annäherung an die Kalkphyllite zeigt sich eine zunehmende Dünnschiefrigkeit.

Die hier beschriebenen Amphibolite aus der Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker müssen als die höchstveränderten Erscheinungsformen eines gabbroiden Magmas aufgefasst werden. Die Reste der ophitischen Struktur, wie sie in der leistenförmigen Ausbildung des Albits im Zentrum der Linse noch deutlich zu erkennen sind, sprechen für einen *metamorphen Diabas*. Während die gegen den Rand der Linse hin zunehmende mechanische Deformation der Struktur und zum Teil auch die Veränderung des Mineralbestandes eine Folge der Dynamometamorphose darstellt, entspricht die ebenfalls gegen den Rand hin sich geltend machende Abnahme der Korngrösse einer primär verschiedenen Ausbildung der Struktur. Ich halte die beschriebene Bank (S. 107, vgl. Fig. 13) des dichten, grünlichen Albitamphibolites für einen metamorphen *Spilit*, eine *endomorphe Kontakterscheinung*. Nach H. Rosenbusch (l. c., Bd. II, S. 1271) fehlen selbst in unveränderten Spiliten häufig jede Andeutungen von Mandelsteinstruktur; ihr Nichtvorhandensein in dem beschriebenen Gestein spricht also jedenfalls nicht gegen seinen spilitischen Charakter.

Andeutungen dieser endomorphen Kontakterscheinung finden sich auch in der kleinen *Grünschieferlinse westlich über dem Schlüsselacker* am Weg nach Zeneggen. Obwohl es hier nicht zur Ausbildung des dichten, spilitähnlichen Gesteines kommt, macht sich doch auch hier deutlich eine randlich feinkörnigere Ausbildungsform geltend.

2. Grünschiefer mit exomorphen Kontakterscheinungen.

Die Gesteine dieser Gruppe bilden die Hauptmasse der Grünschiefer im Vispertal; es sind Amphibolprasinite, Chloritprasinite (Ovardit) und Amphibol-Klinozoisitschiefer, die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 298—302, 316, und Lit. 16, S. 8—9) eingehend beschrieben wurden. Sie sind charakterisiert durch das Auftreten von dichtem bis feinkristallinem *Albit-Epidotfels* (vgl. H. Preiswerk, Lit. 14, S. 302—306) an der Grenze gegen die Kalkschiefer. Der Albit-Epidotfels wird als exomorphes Kontaktprodukt, als *adinolartiges* Gestein gedeutet.

Die grosse *Grünschiefermasse am Fuss der Felswand*, die sich von der Kalk- zur Hohen Fluh hinzieht, bildet das ausgedehnteste Vorkommen dieser Gruppe. Der Grünschiefer ist ein *biotitführender Albitamphibolit* (Ovardit), der unter dem Mikroskop folgende Hauptgemengteile erkennen lässt: Albit, grüne Hornblende, Chlorit und Epidotminerale, als Nebengemengteile sind zu erwähnen Apatit, Ilmenit und Leukoxen; einziger Übergemengteil bildet Biotit, der zum Teil völlig frisch erhalten ist und folgenden Pleochroismus zeigt:

$$c = b > a$$

kaffeebraun hellgelb.

Er wandelt sich öfters in negativen Pennin um, an dessen Stelle nachträglich optisch positiver, schief auslöschender *Klinochlor* tritt. Die *Struktur* ist granoblastisch bis lepidoblastisch, die *Textur* verworren schiefrig.

An dieser Basis der Grünschiefermasse südlich Katzhaus finden sich die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 303) eingehend beschriebenen *adinolartigen Kontaktgesteine*; sie umschliesst gleichfalls die S. 110 eingehend besprochene Dolomitlinse mit ihren auffallenden Kontakterscheinungen.

Zur gleichen Gruppe von Grünschiefern zähle ich die grosse Masse von Ovardit, welche sich von Punkt 1141 nördlich Zeneggen bis südlich über die Hohe Fluh verfolgen lässt. Das Liegende der Grünschiefer bildet zum Teil der weithin leuchtende Dolomit der Kalkfluh; leider ist der Kontakt unzugänglich. Mit dem Auskeilen des Dolomites treten auf kurze Distanz die besprochenen (S. 101) Sericitquarzschiefer des untern Zuges von Eich im Liegenden des Ovardits auf. Von den beiden Dolomitlinsen im Hangenden der Grünschiefermasse (vgl. Tafel I und III) ist die südliche durch Kalkschiefer vom Ovardit getrennt (vgl. Fig. 11, S. 103), während der Kontakt des nördlichen Dolomits auf einige Meter

Distanz aufgeschlossen ist (vgl. Tafel I), ohne dass Erscheinungen der Kontaktmetamorphose zu beobachten sind.

Das langgestreckte *Grünschieferlager*, welches sich vom *Riedbach bis zum Breiterbach* längs der Gneiszone von Visperterminen verfolgen lässt, gehört ebenfalls zu den intrusiven Grünschieferlagern, das gilt auch für den *Albitamphibolit* der südlichsten Linse im Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Fig. 3, S. 29). Das Gestein ist undeutlich geschiefert und zeigt die typische Körnelung des Ovardits. Unter dem Mikroskop findet man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Hornblende*; als *Neben- und Übergemengteile*: *Klinozoisit*, *Titanit*, *Leukoxen*, *Quarz*, *Pyrit* und *Rutil*. Das Gestein entspricht einem *Prasinit* (vgl. *H. Preiswerk*, Lit. 14, S. 310). Auffallend ist nur das Auftreten von Quarz in einzelnen spärlichen Nestern, die sich aus zahnstruierten, undulös auslöschenden Individuen aufbauen.

Der *Amphibolit* der *Grünschieferlinse nordöstlich oberhalb Visperterminen* ist gleichfalls ein typischer Vertreter dieser Gruppe. An der Peripherie der Linse finden sich an mehreren Stellen *adinolartige Gesteine*, die einige Zentimeter bis Dezimeter mächtige Lager bilden und mit den erwähnten von *H. Preiswerk* (Lit. 14, S. 302—306) beschriebenen Kontaktgesteinen völlig übereinstimmen.

β) **Die tuffoiden Grünschiefer** erscheinen auf dem östlichen Ufer der Visp in zahlreichen Vorkommen.

Die neu entdeckte *Grünschieferlinse westlich Hinter Stalden* tritt in direkten Kontakt mit Gips (vgl. Tafel I); wenige Meter von der Anlagerungsfläche zeigt der Grünschiefer eine schmutziggrüne Farbe. Ein Handstück aus dieser Zone zeigt, dass sich das Gestein aus feinkörnigem Grünschiefermaterial mit schmalen Zwischenlagen von Quarz und Calcit aufbaut. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Nebengemengteile*: *Quarz* und *Calcit*; als *Übergemengteile*: *Hornblende*, *Titanmineralien*, *Eisenerz* und *Apatit*. Die *kristalloblastische Reihe* ist: Erze und Titanitmineralien und Apatit, grüne Hornblende, Pistazit, Chlorit, Albit, Quarz und Calcit. Die *Struktur* kann als *granoblastisch* bis *lepidoblastisch* bezeichnet werden; die *Textur* ist insofern *lagenförmig*, als wenig scharf begrenzte Lager von Quarz und Calcit das *Albitchloritepidot*-Gesteinsgewebe durchsetzen. Diese fast reinen Grünschieferpartien zeigen einen ausgesprochenen *Ovardit*-Charakter. Sie bestehen aus: *Albit*, der stets rundlich oder doch nahezu isometrisch ausgebildet ist. Spalttrisse sowie Albitzwillinge sind nicht sehr häufig. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp a$ gegen M zeigt zirka 12° , was einem sauren Albit mit zirka 5 % An entspricht. Der Albit ist siebstruiert, die zahlreichen Einschlüsse bestehen aus feinen Hornblendenädelchen, Chloritschüppchen und Quarz. Der Chlorit umfließt den Albit gewöhnlich derart, dass die einzelnen Individuen gleichsam als Pseudoeinsprenglinge in einer Grundmasse von Chlorit schwimmend erscheinen; es bildet sich die typische Ocellarstruktur aus. Der *Chlorit* ist grün zu gelbgrün pleochroitisch, die Auslöschungsschiefe beträgt bis zu 5° , was im Verein mit dem positiven optischen Charakter auf *Klinochlor* hinweist. Der *Epidot* ist ein blass gelbgrüner *Pistazit*, dessen lange Stengel fast ausnahmslos im Chlorit schwimmen. Sie beherbergen als Einschlüsse oft Hornblendenädelchen.

Als *Eisenerzreste* erscheinen neben wenig *Magnetit* schöne Kristalle von *Pyrit*, öfters in Verwachsung mit Magnetit, seltener teilweise *limonitisiert*, sowie *Ilmenitresten*. Aus letztern sind die trüben *Leukoxenhaufenwerke* und die elliptischen bis spindelförmigen *Titanitkörnchen* hervorgegangen, die massenhaft im Chlorit, teilweise auch im Albit angetroffen werden. Die *Hornblendenädelchen*, die bald in paralleler, bald in wirrer Anordnung den Albit durchspicken, gehören der *gemeinen, blaugrünen Hornblende* an. Ihr Pleochroismus ist

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{grün} & & \text{gelbgrün}, \end{array}$$

die maximale Auslöschungsschiefe erreicht 27° . Es bleibt noch der *Apatit* zu erwähnen, der in plumpen Säulchenfragmenten oder in rundlichen Körnern auftritt.

Diese hier beschriebenen Gesteinspartien werden nun von den schon makroskopisch sichtbaren *Quarz-Calcitlagen* durchsetzt. Der *Quarz* unterscheidet sich darin vom Albit durch die Armut an Einschlüssen sowie durch seine undulöse Auslöschung. Bald bildet der Quarz kleinere Nester, bald treten die einzelnen Körner zu grössern Lagen zusammen, die dann stets von *Calcit* begleitet werden. Er be-

sitzt durchwegs Zwillinglamellen nach $-\frac{1}{2}R$, die oft geschweift sind und dementsprechend ebenfalls undulierende Auslöschung aufweisen. Beide Mineralien, besonders aber der Calcit, finden sich neben ihrem Auftreten in diesen Lagen in einzelnen Körnern im ganzen Gestein verteilt.

Diese eigentümliche Mischung von Quarz und Calcit mit dem als Diabasderivat aufzufassenden Epidotalbitschiefermaterial lässt sich wohl am ehesten durch submarine Tuffbildung erklären.

Ein weiteres Beispiel eines solchen *Grünschiefertuffs* fand sich am *Talweg Visp-Neue Brücke* unmittelbar *südlich des Staldbachs* am Rande eines neu aufgefundenen Grünschieferlagers gegen die hangenden Kalkschiefer, die nur wenige Meter mächtig sind und von triassischen Sericitquarziten überlagert werden (vgl. Fig. 2, S. 27). Das Handstück zeigt einen ziemlich plötzlichen Übergang von *Grünschiefer* in ein *blaugraues, kalkreiches Gestein*, das nur einen geringen Grünschieferanteil aufweist. Unter dem Mikroskop zeigen die reinen Grünschieferpartien fast den gleichen Mineralbestand wie in dem beschriebenen tuffogenen Epidotalbitschiefer, nur der *Epidot* erscheint hier in der Regel als *Klinozoisit*; gegen die Seite der hangenden Kalkschiefer treten immer mehr *Calcit* und *Quarz* dazu, die zuletzt mit geringen Beimengungen von *Albit* die allein herrschenden werden. Quarz und Calcit zeigen hier sehr deutlich die kataklastischen Phänomene in Form von Biegung der Zwillinglamellen bei Calcit, undulöse Auslöschung und prachtvollen Mörtelkränzen bei Quarz und Calcit. Die *Struktur* ist granoblastisch; die *Textur* schwach schiefrig, zum Teil in der Übergangszone etwas lagenförmig. Das Gestein kann als *Ovardit* bezeichnet werden.

Ein weiteres instruktives Vorkommen von Grünschieferlinsen mit randlichen tuffoiden Partien wurde auch im schon mehrfach erwähnten *Umgehungsstollen im Rohrbach angetroffen* (vgl. Fig. 3, S. 29). Es finden sich hier im Liegenden der Graphitschiefer, welche die Basis der Bernhardzone bilden, drei konkordant zwischen den Kalkschiefern eingeschaltete Grünschieferlager, die nur durch $1\frac{1}{2}$ –2 m mächtige Zwischenschichten von Kalkphylliten voneinander getrennt werden.

Das *nördlichste, grösste dieser Lager* zeigt eine Mächtigkeit von 7 m. Ein Handstück aus den mittlern Partien zeigt einen hellgrünen undeutlich geschieferten *Epidot-Chloritschiefer*, auf dessen Querbruch man feine Albitknötchen erkennt. Unter dem Mikroskop findet man eine verworren schiefrige Textur; die *Struktur* ist *flaserig, lentikular*, mit poikiloblastischem Albit. Die *Hauptgemengteile* sind: *Albit, Klinochlor, Epidot* und untergeordnet *Hornblende*. Als *Neben- und Übergemengteile* seien erwähnt: *Leukozen, Pyrit, Titanit und Apatit*.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ bestimmt, die eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 13° aufweisen, was einem Anorthitgehalt von 11 % entspricht. Er tritt in grössern und kleinern Körnern auf, die in vereinzelt Fällen völlig einschlussfrei sind, meistens aber typisch siebstruiert. Neben einem *kohligen Pigment*, das sie oft völlig erfüllt, werden sie auch von *Hornblende* und *Epidot* durchschwärmt, während der Chlorit den Albit meist nur umflasert.

Die *Hornblende* ist schwach grünlich, ohne merklichen Pleochroismus, was im Verein mit einer Auslöschungsschiefe von 15 – 17° auf *aktinolitische Hornblende* schliessen lässt. Sie tritt ausserhalb des Albits, fast ausnahmslos untermengt mit Chlorit und Epidot, in faserig-stengeliger Form auf. Der *Chlorit*, dessen optischer Charakter + ist und keinerlei abnorme Interferenzfarben zeigt, dürfte ein *Klinochlor* sein. Er scheint in der Hauptsache aus der Hornblende hervorgegangen zu sein, mit der er sehr oft parallel verwachsen ist. Der *Epidot* tritt sehr häufig auf, fast ausschliesslich in der eisenarmen, niedrig doppelbrechenden Form, die dem *Klinozoisit* nahe stehen dürfte, nur ganz untergeordnet finden sich in den oft durch Querdomen begrenzten Individuen eisenreichere Kerne von *Pistazit*. *Zoisit* kann vereinzelt in kurzen Säulchen im Albit nachgewiesen werden.

Während nun der Grünschiefer gegen die hangenden Kalkschiefer weder seinen Mineralbestand noch die Textur ändert, auch das darüber folgende kaum 2 m mächtige Lager entspricht vollständig dem oben beschriebenen Grünschiefer, so macht sich nach dem Liegenden eine Zunahme der Schieferigkeit geltend; es kommt in der *Nähe des Kontaktes* zu den liegenden Kalkphylliten zur Ausbildung einer ausgesprochenen *Lagentextur*. Sie wird hervorgerufen durch reine Grünschieferpartien, die, mit solchen von Calcit untermischt, mit Quarz wechsellagern. Die Grünschieferlagen entsprechen nach Struktur und Mineralzusammensetzung dem beschriebenen Albitepidotschiefer, nur zeigt sich hier eine bedeu-

tende Anreicherung von *Albit* und *Calcit*, ebenso von *Titanit*, der in Form rundlicher Mikrolite hauptsächlich den *Klinochlor* bis zur fast völligen Undurchsichtigkeit erfüllt. Der *Calcit*, immer mit Zwillingsstreifung und ohne bedeutende Einschlüsse, bildet ein grobkörnig granoblastisches Gewebe, das vereinzelte Nester von *Quarz* enthält, bestehend aus kleinen zahnstruierten, immer undulös auslöschenden Körnern. Auch hier treten die beiden Mineralien nicht nur in den makroskopisch sichtbaren Lagen, sondern auch in einzelnen Individuen zerstreut im ganzen Gestein auf.

Die hier beschriebenen Grünschiefer können als *carbonatreiche Albitchloritschiefer* bezeichnet werden. Charakteristisch ist ihre *Zusammensetzung aus Mineralien der Bündnerschiefer wie auch der Grünschiefer*. Das Material der letztern ist wahrscheinlich ein Diabasderivat, und das ganze Gestein kann als ein *submariner Diabastuff* erklärt werden. Diese Grünschiefer entsprechen den *Albitschiefern*, die von H. Preiswerk (Lit. 16, S. 12) als typisch für den Rand von gewissen Grünschieferlinsen und -lagern beschrieben werden.

Diese tuffoiden Grünschiefer zeichnen sich durch ihr Auftreten in ausgedehnten, wenig mächtigen Lagern aus, die nach ihrer geologischen Stellung zu den erwähnten Ophioliten triassischen Alters gezählt werden können.

In einem dieser *Grünschieferlager* bei *Spiss* (vgl. Tafel I und III) fand Herr Prof. H. Preiswerk ein *variolitähnliches Gestein*, das er mir gütigst zur Bearbeitung überlassen hat.

Dieser «*Variolit*» weist eine gelblichgrüne, körnige Grundmasse auf, die von zahlreichen heller gefärbten, warzenähnlich herausgewitterten «*Variolen*» erfüllt ist. Die grössten «*Variolen*» sind oft etwas elliptisch gestreckt und zeigen bis zu 1 cm Durchmesser; durch Verschmelzen zweier oder mehrerer entstehen längliche, unregelmässig begrenzte Gebilde. Die Variolen können aber auch bis zu Stecknadelgrösse herabsinken. Einzelne lassen einen deutlich schaligen Aufbau erkennen; um eine *weisse, zentrale Masse* schliesst sich eine scharf begrenzte, *blaugrüne Schale*, die ihrerseits von einer schmalen, *zeisiggrünen* umhüllt wird, die von der Grundmasse durch eine randliche, dritte *weisse Schale* abgegrenzt wird. Sie ist in einzelnen Fällen mit der Grundmasse durch allmähliche Übergänge verbunden, so dass diese nicht immer eine prägnante Trennung von den «*Variolen*» aufweist.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die *zentrale, weisse Masse* der «*Variolen*» aus einem granoblastischen Haufenwerk von grossen Plagioklasindividuen besteht. Sie sind stark bestäubt, doch reichen die fein verteilten Interpositionen (wahrscheinlich Rutilkörnchen) nicht bis an den Rand der einzelnen Individuen, die, parallel ihrer Umgrenzung, einen schmalen, einschlussfreien Saum zeigen. Die Auslöschungsschiefe $\perp a$ gegen die basalen Spaltrisse ergab als Mittel mehrerer Messungen $13,1^\circ$. Die Methode von Becke führte zu folgendem Ergebnisse:

$$\begin{aligned} & \parallel \text{ Stellung: } \varepsilon > \gamma'; \omega > a', \\ & + \text{ Stellung: } \varepsilon > a'; \omega > \gamma'. \end{aligned}$$

Der Plagioklas ist also unzweifelhaft ein *Albit*, dessen Zusammensetzung der Formel $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$ entsprechen dürfte. Die *blaugrüne Schale* setzt sich aus Chlorit und Hornblende zusammen. Der *Chlorit* ist gleich dem *Albit* stark bestäubt, das *feinschuppige* Aggregat zeigt eine gleichmässig hellgrüne Farbe, Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Der optische Charakter der Längszone ist negativ, was in Verbindung mit einer deutlichen Auslöschungsschiefe von 7° auf *Klinochlor* schliessen lässt. Im Innern der Chloritaggregate finden sich sehr häufig kleine *Hornblendenädelchen*, deren Längsrichtung durchwegs parallel der Hauptzone des Chlorits verläuft. Es handelt sich um die noch nicht chloritisierten Reste einer gemeinen, blaugrünen Hornblende, die folgendes Absorptionsschema zeigt:

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & & & \text{hellgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt zirka 19° .

Die nächst äussere *zeisiggrüne Schale* besteht aus *Epidot*, der oft in tafeligen, nach der Basis gestreckten Individuen oder in rundlichen Körnern auftritt. Sie bilden in wirrer Anordnung einen losen Kranz in der Nähe der Peripherie der Variole. Der *Epidot* tritt hauptsächlich in Form des *Klinozoisits* auf, der sich nicht nur durch seine niedern Interferenzfarben (Gelb I. Ordnung), sondern auch hauptsächlich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Winkel der Spaltrisse nach (001) und (100) kennzeichnet.

Weniger häufig wird der höher doppelbrechende (bis Grün II. Ordnung), *eisenreiche Pistazit* nachgewiesen, der sich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Spaltrisswinkel einwandfrei zu erkennen gibt.

Der *weisse, periphere Rand* der Variolen wird durch kleine, buchtig ineinandergreifende Albitkörner gebildet, die bedeutend weniger Einschlüsse aufweisen als die bis zehnmal grösseren Individuen im Zentrum.

Die *Grundmasse* setzt sich aus *Epidot*, *Hornblende* und *Chlorit* als *Hauptgemengteile* zusammen; akzessorisch treten *Titanit*, *Quarz* und *Calcit* dazu. Die *Struktur* ist *granoblastisch* bis *lepidoblastisch*, die *Textur* *lentikulär*. Der quantitativ alle andern Komponenten weit überwiegende *Epidot* ist auffällig durch seine häufigen zonaren Umwachsungen eines eisenreichen *Pistazitkerns* mit eisenärmern *Klinozoisit*; seltener werden unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien beobachtet. *Hornblende* und *Chlorit* stimmen in ihrer Ausbildung mit denjenigen in den Variolen überein.

Ein Vergleich des besprochenen Gesteines mit der eingehenden Beschreibung der Variolite von *H. Rosenbusch* (l. c., Bd. II³; S. 1280—1288) lehrt, dass die «*Grundmasse*» der meisten alpinen und ausseralpinen Variolite die *grösste Ähnlichkeit* mit der beschriebenen zeigt. Ein *wesentlicher Unterschied* gibt sich dagegen in der Ausbildung der *Variolen* kund, die nach *Rosenbusch* ausnahmslos zu den Sphärokristallen gehören. Aus den Schweizeralpen hat *C. Schmidt* (Lit. 4, S. 57) solche Variolite aus Graubünden beschrieben, deren Variolen im wesentlichen durch radial von einem Punkt ausgehende Oligoklasstrahlen gebildet werden, zwischen denen sich Augit- und Epidotkörner eingestreut finden. Ich halte es für wahrscheinlich, dass durch Rekristallisation aus solchen sphärolitischen die beschriebenen granoblastischen Variolen hervorgehen können.

Variolite mit granoblastischen Variolen sind schon früher bekannt geworden; so beschreibt *C. Schmidt* (Lit. 3, S. 66) Melaphyre vom Käpfstock, deren Mandeln aus dicht aneinanderliegenden, breiten Plagioklasen bestehen. Neuerdings sind durch *R. Staub* (Lit. 9, S. 254—255) aus der rätschen Decke in Graubünden wiederum Variolite besprochen worden, deren Variolen granoblastisch sind, ohne jede Andeutung von sphärolitischer Struktur.

b) Serpentin und Asbest.

Serpentin erscheint inmitten der Kalkphyllite, in Verbindung mit Grünschiefern, im Vispertal in vier getrennten Vorkommen.

Unterhalb Zeneggen tritt am linken Ufer der Visp die grösste Serpentinmasse oberflächlich ungefähr in der Form eines gleichschenkligen Dreiecks zutage, dessen Basis zirka 800 m lang ist und dem linken Ufer der Visp folgt vom Fuss der Felsen unterhalb Im Aesch bis westlich Warthaus. Die Spitze des Dreiecks liegt 500 m nordöstlich von Stadlen am Rande der Terrasse von Zeneggen. Die südwestliche Begrenzung des Serpentin folgt dem Fusse des Steilabsturzes dieser Terrasse, die nordöstliche Grenze verläuft über Im Eich, Eich gegen Zen Stadlen; sie tritt, im Gegensatz zur erstern, orographisch absolut nicht in Erscheinung. Das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse zeigt eine deutliche Umbiegung (vgl. Tafel I), die sich durch eine starke Zerrüttung im Serpentin, die bis zur Breccienbildung führen kann, zu erkennen gibt. Eine ähnliche brecciöse Ausbildung wird in der flachen Serpentinlinse angetroffen, die am Abhang nördlich Zen Stadlen über Dolomit ansteht (vgl. Tafel I und III). Durch 1½ m mächtigen, massigen Albitamphibolit ist die grosse Serpentinmasse von den hangenden Kalkphylliten getrennt. Am Kontakt des Amphibolits mit den Kalkschiefern treten westlich Stadlen zahlreiche kupferkieshaltige Quarzlinsen auf. Im Liegenden des Serpentin fehlt der Amphibolit.

Weitere Vorkommen von Serpentin finden sich *südlich Warthaus* sowie *oberhalb Bitzenen*; hier findet sich am Rande der Linse ein wenig mächtiger, dichter, dunkelgrüner Chloritschiefer, der mit grossen, bis 1 cm Durchmesser aufweisenden Magnetitoktaedern gespickt ist.

Für die genauere Untersuchung des Serpentin verweise ich auf die eingehenden Arbeiten von *H. Preiswerk* (Lit. 14, S. 296—298, und Lit. 16), aus denen hervorgeht, dass die bald massigen, bald mehr schiefrigen Serpentine ihrer Hauptmasse nach aus *Antigorit* bestehen. Als Primärgesteine vermutet der Autor *Olivinfels* und untergeordnet *Wehrlit*.

Interessant sind die Serpentinorkommen des Vispertals durch ihren Asbestgehalt. Er wurde durch Ingenieur *Eggenberger* entdeckt, der im Auftrage der «Schweiz. Eternitwerke in Niederurnen» im ganzen Gebiet zahlreiche Schürfungen ausführen liess ¹⁾.

Am asbestreichsten erweist sich die Serpentinmasse unterhalb Zeneggen. Die Abbaustellen lagen hier in der Nähe des Kontaktes der Serpentinmasse gegen die hangenden Grünschiefer oder Kalkphyllite.

Der Serpentin ist vollständig dicht; er zeigt keinerlei Schieferung, dagegen wird er von einem Gewirr zahlloser, meist unregelmässig verlaufender Klüfte durchsetzt. In der Hauptsache handelt es sich anscheinend um primäre Klüftung, die durch ein System sekundärer Klüfte durchsetzt wurde, die oft eine gewisse Regelmässigkeit mit Nord-60°-Oststreichen, 70—80° Südfallen aufweisen. Als Belag beider Kluftsysteme findet sich der *Asbest*. Er bildet hier eine Lage von einigen Millimeter bis zu 10 cm Dicke. Diese Asbestadern zerlegen die ganze Serpentinmasse in grössere oder kleinere Blöcke, die sich beim Abbau oft vollständig von Asbest eingehüllt erwiesen; hin und wieder beim Zusammentritt mehrerer Klüfte kommt es zur Ausbildung von grössern Nestern, die oft einige 100 kg Asbest lieferten. Die Asbestfasern liegen der Kluftfläche in grösseren Spalten meistens parallel, stehen aber sehr oft auch in Querstellung. Die Länge der groben Faserbündel erreicht bis 35 cm; sie lassen sich schon in der Hand zu feinen, wenige Millimeter langen Fäserchen oder gar zu einem groben Pulver zerreiben. Sehr häufig beobachten wir, wie der feinfaserige Asbest in ein dichtes, weisses Gestein übergeht, das sich mit dem Fingernagel kaum ritzen lässt. Häufig enthält der Asbest Einschlüsse von Carbonaten, selten grössere Aggregate von Magnetit.

Die *mikroskopische Untersuchung* lehrt, dass sich der Asbest aus äusserst feinen Fäserchen zusammensetzt. Sie löschen bis zu 18° schief aus und zeigen optisch positiven Charakter der Längszone, ihre Farbe ist lichtgrün, Pleochroismus konnte nicht konstatiert werden. Das Mineral ist unzweifelhaft *Tremolit*. Diesen Befund bestätigt auch die Analyse einer Probe des Asbests von Im Eich. Sie wurde von Dr. *F. Hinden* im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel ausgeführt.

	Tremolit-Asbest Im Eich Anal. P. Hinden	Eisenarme Tremolit-Asbeste ²⁾ Asbest der Insel Balta	Asbest aus Serpentin von Portsoy, Schottland
SiO ₂	57,40	56,15	56,31
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,91	1,54	0,77
Fe ₂ O ₃	0,33	0,39	0,53
FeO	1,72	3,11	2,32
MnO	—	0,77	0,15
MgO	22,80	22,46	23,31
CaO	11,80	11,72	12,58
Na ₂ O	—	0,69	0,63
K ₂ O	—	0,19	0,44
H ₂ O	0,95	2,50	2,94
CO ₂	1,64	—	—
	<u>99,55</u>	<u>99,52</u>	<u>99,98</u>

Aus der Analyse des Asbestes von Im Eich geht hervor, dass es sich um einen eisenarmen Tremolit-Asbest handelt, dessen chemische Zusammensetzung mit den beiden zum Vergleich angeführten Asbest-

¹⁾ In der Zeit vom Mai 1917 bis April 1919 wurde der Asbest von Zeneggen in 6 Tagebauen (Höhe, Schrähgraben, Eich, Halde, Vispe; vgl. Tafel I) von den Schweizerischen Eternitwerken A.-G. ausgebeutet. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Ingenieur *H. Eggenberger* wurden in dieser Zeit zirka 560 Tonnen gefördert und in der Eternitfabrik in Niederurnen zu Asbestkarton für Innenverkleidung verarbeitet (vgl. auch Lit. 40, S. 224/25). Die Asbest- ebenso wie die Talkorkommen der Umgebung von Visp sollen in einer späteren Arbeit eingehend beschrieben werden.

²⁾ *C. Doelter*, l. c., S. 606.

arten die grösste Ähnlichkeit zeigt. Nach unserer Berechnung der Analyse setzt sich der Asbest von Im Eich zusammen aus:

76 % (87 %) Tremolit ($\text{Ca} \cdot (\text{MgFe})_3 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)
11 % (13 %) Hornblende ($\text{Ca} \cdot \text{Mg}_2(\text{AlFe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)

denen beigemengt sind:

4 % Dolomit

wobei sich ein Überschuss ergibt von

9 % SiO_2

Die Untersuchungen des Asbestes durch *A. Brun* (Lit. 43, S. 217) ergaben einen Schmelzpunkt von 1245° sowie eine sehr hohe Säurebeständigkeit. Bei gewöhnlicher Temperatur lösten sich in verdünnter HCl während 48 Stunden nur 2,2 % des Asbestes. Vor dem Lötrohr schmelzen die einzelnen Fäserchen zu hellgrünem Porzellan.

Unter dem Mikroskop erkennt man auch, dass das oben (S. 115) erwähnte dichte Gestein, gleich dem Asbest, aus feinen, farblosen Hornblendenädelchen besteht. Nach der Art des Vorkommens zu schliessen, geht der Asbest aus diesem Hornblendegestein hervor. Dieser dichte Hornblendefels steht zu den Asbestfasern in einem ähnlichen Verhältnis, wie es *C. Schmidt* von Nephrit und Asbest bei Poschiavo beschrieben hat (Lit. 42).

Charakteristisch für die Asbestfaser von Zeneggen, selbst wenn sie in tadelloser Reinheit, weiss und seidenglänzend, ohne die häufigen Beimengungen von Magnetit, Calcit und Talk, auftritt, ist ihre grosse Sprödigkeit. Sie äussert sich nicht nur in der sehr geringen Widerstandsfähigkeit gegen Zug, sondern auch in der erwähnten leichten Zerreibbarkeit zu Pulver. Durch letztere Eigenschaft unterscheidet sich dieser Asbest wesentlich von dem von *C. Schmidt* (Lit. 42, S. 80) beschriebenen Tremolit-Asbest von Canciano aus dem Puschlav, mit welchem er sonst gewisse Ähnlichkeit zeigt.

Die kleinern *Serpentinlinsen* südlich *Warthaus* wie diejenige von *Bitzenen* zeigen ebenfalls vereinzelte, unregelmässige Klüfte, die von einem kurzfasrigen *Tremolit-Asbest* erfüllt sind, dessen Faser aber noch brüchiger ist als diejenige des Asbestes von Zeneggen.

c) Ofenstein und Talk.

Im Vispertal sind vier Vorkommen von Ofenstein bekannt (vgl. Tafel I). Die linksseitigen, westlichen sind ebenfalls an die grosse Serpentinmasse unterhalb Zeneggen gebunden. Nordöstlich oberhalb *Eich*, zirka 1200 m hoch, findet sich inmitten des Gehängeschuttes ein alter, fast völlig verstürzter Ofensteinbruch. Das ehemals hier gebrochene *Talk-Chlorit-Breuneritgestein* tritt anscheinend linsenförmig im Serpentin auf. Dieser Ofenstein zeichnet sich durch seinen hohen Gehalt an Breunerit aus, welches Mineral in zahlreichen Adern und Schlieren das Gestein durchzieht, daneben aber auch in einzelnen bis mehrere Zentimeter grossen Individuen erscheint. Die Textur kann als verworren-schiefbrig bezeichnet werden. Bedeutende Mengen von «Ofen- oder Giltstein» sind ferner in der heute verlassenen «*Giltgrube*» südlich der «*Hohenfluh*» gebrochen worden. Nach den Angaben von *H. Gerlach* (Lit. 6, S. 89) bildete der Ofenstein auch hier eine Linse im Serpentin; sie scheint völlig ausgebeutet zu sein. Nach den noch vorhandenen Stücken im Schutt handelt es sich ebenfalls um ein *Talk-Breunerit-Chloritgestein* mit einer massigen bis verworren-schiefrigen Textur.

Ein ganz ähnliches Gestein ist im Walde östlich oberhalb *Bitzenen* am Rande der kleinen Serpentinmasse aufgeschlossen.

Ein weiteres Vorkommen von Ofenstein findet sich auf dem südlichen *Ufer des Breiterbachs* gegenüber der Lokalität *Spiss* (vgl. Tafel I und III). Es wurde schon von *H. Gerlach* erwähnt (Lit. 6, S. 89). Neuerdings hat *H. Preiswerk* die Lagerstätte in zwei Gutachten ¹⁾ näher beschrieben, die zum grössten Teil wörtlich von *H. Fehlmann* (Lit. 41, S. 197—189) veröffentlicht wurden.

¹⁾ *H. Preiswerk*, 1918:

- I. Geologischer Bericht über die Talklagerstätten im Breiterbach und bei Bitzenen oberhalb Visp, nebst Bemerkungen über die Lagerstätten von Ulrichen und Gerental im Oberwallis. Manuskript.
- II. Asbest- und Talkvorkommen im Wallis. Manuskript.

Wie Tafel I zeigt, sind den glimmerreichen, dunkeln Kalkschiefern, in die sich der Unterlauf des Riedbachs eingeschnitten hat, zwei grössere Grünschieferlager konkordant eingelagert; sie streichen entsprechend den umhüllenden Bündnerschiefern N 60—70° W und fallen zirka 25° gegen Süd-Südwesten ein. An der südlichen, Ost-West verlaufenden Schluchtwand tritt am Ausgehenden der tiefern Grünschieferlage eine Linse von *Topfstein* auf, die an der Grenze gegen das Hangende von einem alten Anbau angefahren wurde.

(Vgl. Fig. 13, S. 107.)

Hier beobachtete

H. Preiswerk das

im «Bergbaubuch»

(Lit. 46, S. 197) ver-

öffentlichte Profil.

Als Liegendes fand

sich der heute voll-

ständig verschüt-

tete Giltstein zirka

2 m mächtig auf-

geschlossen. Es ist

ein grünliches, mas-

siges *Talk-Breu-*

neritgestein, das nur

untergeordnet Chlo-

rit und Magnetit-

idioblasten enthält.

Der Talk durchzieht

in feinen Äderchen

und Linsen den Giltstein;

sie werden nach oben immer grösser und zahlreicher, so dass ein allmäh-

licher Übergang in *reine, blassgrüne Talkschiefer* stattfindet, deren Mächtigkeit an dieser Stelle 20 bis

30 cm beträgt. Abgesehen von *Chlorit* in vereinzelten dunkeln Knötchen besteht diese Schicht aus

reinem Talk. Sie wird von 30 cm mächtigen, dunkelgraugrünen, feinen *Chloritschiefern* überlagert,

die ihrerseits unter die Kalkschiefer einschiesse.

Gegen Westen verschwindet der Topfstein, er geht in die 3—4 m mächtigen Talkschiefer über,

in denen das Stollenmundloch der neuen *Talkmine* angelegt ist. Die Aufschlüsse in dieser Mine haben

ergeben, dass der Giltstein auch in südlicher Richtung, d. h. in der Fallrichtung, in Talkschiefer über-

geht, dessen Mächtigkeit im Stollen bis zu 5 m beträgt. Es zeigt sich demnach, dass die nur noch wenig

ausgedehnte Ofensteinlinse von einer 3—5 m mächtigen Talkhülle umgeben ist ¹⁾.

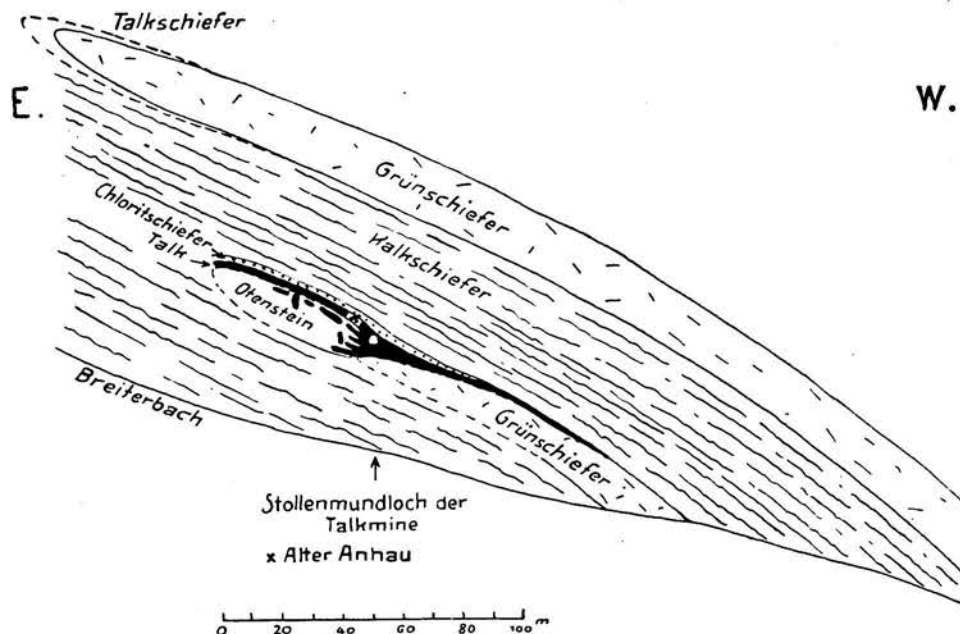


Fig. 14. Profil durch die Grünschiefer-Ofensteinlinsen im Breiterbach.

IV. Morphologie.

1. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit.

Im Gegensatz zu fast sämtlichen übrigen südlichen Seitentälern der Rhone mündet das Vispertal gleichsohlig ins Haupttal. Erst 7 km oberhalb der Mündung der Visp setzt bei Ackersand eine Talstufe ein, die sich sowohl ins Saas- als auch ins Nicolaital über *Stalden* hinaus verfolgen lässt. Die Bildung dieser *Konfluenzstufe* wurde durch einen Gesteinswechsel begünstigt. Das breite, flache Flussbett unter-

¹⁾ Die Talkgrube «Breiterbach» wird ausgebeutet durch «Talcumwerke Brig». Dieser Talk fand Verwendung z. B. bei der Herstellung der neuen schweizerischen Fünffrankennoten. Eine eingehende Beschreibung der Lagerstätte ist ebenfalls für später in Aussicht genommen.

halb Stalden liegt in den weichen Kalkschiefern; während die Schluchten der vereinigten Visp sowie der Saaser- und Mattervisp in die härteren Gneise der Bernharddecke eingeschnitten sind.

Ein weiteres auffallendes Merkmal des Tales stellen die *ungleich steilen Abhänge* dar. Während der westliche Talhang, mit Ausnahme des Sackungsgebietes der «Mährenfälle» (vgl. Tafel I), durchwegs jäh in die Höhe strebt, weist die östliche Talseite überall einen sanfteren Neigungswinkel auf. Die Ursache dieser Erscheinung liegt nicht, wie *F. Nussbaum* (Lit. 30, S. 229) meint, in der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit, sondern im Gebirgsbau begründet. Die westwärts geneigten Schichten fallen auf dem östlichen Abhang talwärts und verhindern so die Anlage einer übersteilen Böschung, während sie ihre Bildung am westlichen Hang begünstigen.

Für diese Annahme sprechen folgende Tatsachen:

1. Das Talquerprofil durch Stalden zeigt eine sehr starke Unsymmetrie, obwohl beide Talseiten durch die gleichen Paragneise der Bernharddecke aufgebaut sind. Der flachere, östliche Abhang wird hier durch die grosse Sackung von Staldenried bedingt; sie soll unter D noch näher beschrieben werden.

2. Obwohl sich von der «Hohen Fluh» bis nach Visp keine wesentlichen Härteunterschiede in den die beiden Abhänge aufbauenden Gesteinen geltend machen, zeigt der östliche Hang bis kurz vor Visp ein wesentlich geringeres Gefälle als der westliche. Dagegen sind am Talausgang beide Abhänge ungefähr gleich steil; die Kalkschiefer streichen hier quer über das Tal und fallen auf beiden Seiten gegen Süden ein.

Aus vorstehendem, geht wohl deutlich hervor, dass die ursprüngliche Trogform des Vispertales in der Ausbildung der westlichen Talseite noch gut zu erkennen ist. Ich glaube, die irrtümliche Auffassung *F. Nussbaums*, der dem Tale eine weitgeöffnete V-Form zuschreibt (Lit. 30, S. 229), beruht allein auf der unglücklichen Wahl seines der Arbeit zugrundegelegten Querprofils, das vom Bonigersee durch die erwähnte Sackung der Mährenfälle nach Visperterminen verläuft (Lit. 30, Fig. 3). Das Profil ist also durch die einzige Stelle im Vispertal geführt, an der durch eine postdiluviäre Sackung die unsymmetrische Entwicklung der Talhänge ausgeglichen wurde.

Der abrupte Gesteinswechsel von einer Seite des Vispertales zur andern ist sehr auffallend; dessen ungeachtet zeigt die Anlage des Tales als Ganzes keinen deutlichen Zusammenhang mit der Tektonik. Es fanden sich keine Beweise für die Vermutung *H. Preiswerks* (Lit. 14, S. 306) von einer parallel zum Tal verlaufenden Verwerfung. Der rasche Wechsel einzelner Schichtglieder erklärt sich aus dem starken Axialgefälle des ganzen Faltensystems, wie auch durch Ausquetschung gewisser Gesteinskomplexe.

B. Terrassen.

Überblickt man auf der Karte oder von einem hochgelegenen Aussichtspunkte, etwa Gspon, das ganze Vispertal, so erkennt man auf beiden Talseiten deutlich die Reste mehrerer Terrassen.

Wohl die auffälligste verläuft von der Kirche von Zeneggen (1374 m) gegen Südosten hinunter nach dem Weiler Im Aesch (1023 m). Im Südwesten bildet der Abhang, der nach Breitmatten und Diebjen hinaufführt, die Grenze der «Terrasse», gegen Nordosten fällt ihr Rand mit hohen Kalkschieferabstürzen zusammen. Das überaus starke rückläufige Gefälle in Verbindung mit dem schiefen Winkel, den ihre Längsrichtung mit der Axe des Vispertales bildet, lassen diese Oberflächenform nicht als eine gewöhnliche Terrasse erscheinen. Ihre Oberfläche entspricht der Denudationsfläche, welche der Auf-lagerungsfläche der Bernharddecke mit den liegenden Kalkschiefern parallel verläuft.

Neben dieser Denudationsterrasse finden sich an den Abhängen des Vispertales die Reste dreier Terrassensysteme, die mit der Richtung des Tales parallel liegen.

Die unterste dieser Terrassen liegt auf der östlichen Talseite in einer durchschnittlichen Höhe von 900 m.

Sie trägt die Weiler Ober, Hinter und Unter Stalden, weiter talaufwärts die Häusergruppe über dem Warthaus, dann Barmühle und Staldenried. Charakteristisch für diese Terrasse ist die überaus mächtige Grundmoränenbedeckung, deren Ausmass an den hohen Erdpfunden nördlich Staldenried erkannt werden kann und die sich teilweise bis fast zur Sohle des heutigen Tales ausdehnt. Auffal-

lenderweise fehlen auf der westlichen Talseite in der gleichen Höhe die Reste einer entsprechenden Terrassierung.

Die *nächst höher gelegene Terrasse* wird auf dem rechten Abhang des Vispertales durch die Absätze von Aareggen, 1470 m, der Hanschalp, 1547 m, Ried, 1430 m, und bei Visperterminen durch Unter Biel, 1456 m, sowie Gersteren, 1442 m, gebildet. Eventuell gehört auch der ca. 100 m höher gelegene prägnante Absatz von Riedji, in das gleiche System. Die entsprechenden Terrassenreste sind auf dem gegenüberliegenden Talhang: Törbel, 1491 m, Burgen, 1436 m, Unter Biel, 1446 m, Zeneggen, 1451 m, sowie Unter Hellelen, 1500 m. Auch diese Terrassenflächen sind zum grössten Teil mit Moräne bedeckt. Bei Riedji sowie in der Umgebung von Zeneggen zeigen Gabbrogesteine des Allalingergebietes unzweifelhaft die Herkunft des ehemaligen Eisstromes an; bei Törbel und Burgen übernehmen Gesteine der Arollaserie diese Rolle.

Ganz besonders deutlich sind auf beiden Talseiten die *Reste der obersten Terrassen*. Ich rechne auf der Ostseite die schmalen Terrassen von Ober Sädelti, 2100 m, und Scheidboden, 2093 m, dazu. Das Äquivalent im Westen bildet die weitausgedehnte Terrasse, welche den Bonigersee trägt und eine durchschnittliche Höhe von 2100 m aufweist. Hier finden sich unmittelbar nördlich des Sees typische Rundhöcker; einer von ihnen trägt einen mächtigen erratischen Block Arollagneises.

Das Auftreten dieser *drei Terrassensysteme* wurde von mehreren Forschern übereinstimmend festgestellt (vgl. *Penk* und *Brückner*, Lit. 25, S. 610; *H. Hess*, Lit. 19, S. 321—336; *F. Nussbaum*, Lit. 30, S. 230). Uneinig sind diese Autoren dagegen in der Deutung ihrer Entstehung. *Penk* und *Brückner* sehen im Vispertal die Reste von zwei alten Talböden, *H. Hess* rekonstruiert dagegen vier ineinandergeschachtelte Tröge, und *F. Nussbaum* erklärt die Terrassen als Einkerbungen an den Talhängen, welche durch die von den Hauptgletschern auf die Seite gedrängten Saas- resp. Vispgletscher geschaffen wurden.

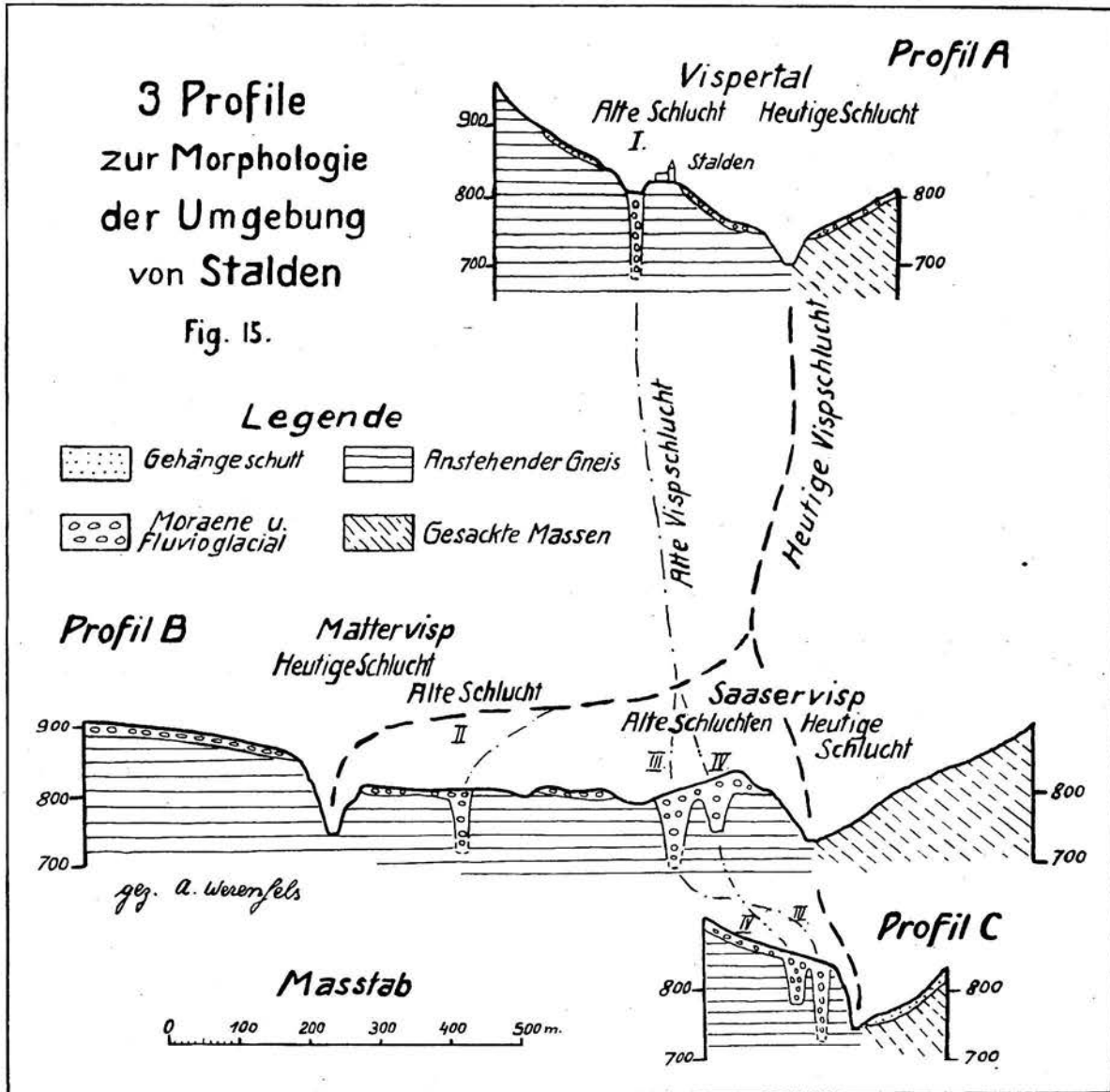
C. Alte Flussläufe.

An der Biegung des Weges unmittelbar unter der Kirche von Stalden fällt dem Beobachter eine zirka 4—5 m breite Kluft auf; deren geglättete, mit Strudellöchern versehenen Wände mit Sicherheit eine alte Schlucht erkennen lassen. Sie kann bis westlich hinter die Kirche verfolgt werden, wo sie unter der Moräne verschwindet. In der südlichen Fortsetzung dieser alten Vispschlucht (I auf Tafel I) fällt eine ungefähr 15 m breite Rinne auf, die sich wenig oberhalb der Brücke ins Saastal hinunter zur Visp zieht. Die typischen Strudellöcher lassen auch hier die alte Erosionsrinne erkennen, die sicher mindestens so tief wie die heutige Schlucht eingeschnitten war, da sich bis zum Niveau des Flusses nur Moränen- und Gehängeschutt in dieser alten Vispklamm finden. Von dieser Abzweigungsstelle der Klamm I bis hinunter zur neuen Vispbrücke bei Ackersand ist von links nirgends die Einmündung einer alten Schlucht festzustellen; sie vereinigte sich unzweifelhaft erst unterhalb dieser Brücke mit dem heutigen Flussbett. (Vgl. Tafel I und Fig. 15, S. 120.)

Das fast rechtwinklige Auftreten der obren Abzweigung der Schlucht I auf die bestehende Mattervispschlucht veranlassen unwillkürlich auf dem jenseitigen Ufer nach einer Fortsetzung Ausschau zu halten. In der Tat gelingt es dort leicht, in einer wenige Meter breiten Rinne auf Moränenmaterial zur Visp hinunterzusteigen. Hier macht man die überraschende Beobachtung, dass sich, nur durch eine zirka 7 m breite Felsmauer von der ersten Rinne geschieden, nördlich davon eine zweite zum Fluss hinuntersenkt. Diese letztere (IV auf Fig. 15 und Tafel I) ist gleichfalls mit Moräne erfüllt, im Gegensatz zur Schlucht III liegt ihre Sohle aber 5 m über dem Niveau der Mattervis. Nach den obren Einläufen dieser beiden alten Klamm III und IV wurden die bestehenden Schluchten der Matter- und Saaservis abgesehen.

Auf dem rechten Ufer der Mattervis findet sich zirka 400 m südwestlich der beschriebenen Stelle die Mündung einer alten Erosionsrinne, die aber nur als untere Ausmündung einer solchen in die bestehende Schlucht gedeutet werden kann. Die obere Abzweigung von der Mattervis, dieser auf Tafel I und Fig. 15 mit II bezeichneter Klamm, ist problematisch, sie wird zirka 500 m nördlich Hohlerch vermutet, wo sich im Moränenschutt eine ausgedehnte Rutschung nach der bestehenden Schlucht hinunter zeigt, welche wohl durch die an dieser Stelle fehlende Felsunterlage verursacht wird.

Die Eingänge der beiden Schluchten III und IV wurden dagegen im Saastal $\frac{1}{2}$ km oberhalb der Vereinigung beider Vispen entdeckt. Sonderbarerweise sind auch hier beide Einmündungen nur durch eine wenige Meter breite Scheidewand getrennt. In der südlichen Rinne (IV, Profil C, Fig. 15) gelangt es, bis zur Saaservisp hinunterzusteigen; ihre Sohle liegt aber zirka 30 m über dem Flussniveau, im Gegensatz zur nördlichen Klamm, die bis hinunter zur Visp nur Moränenschutt erkennen lässt. Aus den



vorstehenden Beobachtungen ergibt sich wohl unzweifelhaft, dass es sich bei den Schluchten III und IV um alte Erosionsrinnen der Saaservisp handelt, die sich im Sporn zwischen dem Nicolai- und dem Saastal irgendwo kreuzen müssen (vgl. Fig. 15, Profil B und C, sowie Tafel I).

Meine Untersuchungen zeigen also deutlich, dass die heutigen Schluchten in der Umgebung von Stalden zum grössten Teil epigenetischer Entstehung sind.

D. Sackungen und Bergstürze.

Hier muss vor allem die grosse Gneissackung von Staldenried erwähnt werden, die von Prof. A. Buxtorf entdeckt und in einem Gutachten ¹⁾ eingehend beschrieben wurde.

¹⁾ Prof. A. Buxtorf. Bericht über die geologischen Verhältnisse des Zuleitungstollens des Saaservisp. 11. Juni 1915.

Die Begrenzung dieser Sackungsmasse zeigt Tafel I. Ihre nördliche Peripherie fällt mit dem ost-westgerichteten Tal des Rohrbachs zusammen; gegen Westen bildet die Visp die Grenze. Im Südosten ist der Abrissrand noch zu erkennen, der vorhandenen Klüften im Gneis gefolgt ist. Die hohen Felswände nördlich Gspon entsprechen dem stehengebliebenen, intakten Felsen, die Depression zwischen Gspon und Riedji der durch die Sackung erzeugten Nische. Die gesackte Masse selbst verbreitet sich nach Westen und bildet, oft bauchig vorspringend, das wenig steile Gehänge, auf dem Staldenried liegt. Der Beweis, dass für den umschriebenen Komplex von Staldenried wirklich eine Sackung vorliegt, ergibt sich aus dem durchgehenden nord-südlichen Streichen und flachem Bergwärtseinfallen des Gneises in den von Moräne entblösten Felsköpfen im Sackungsgebiet. Diese Lagerungsverhältnisse stehen im Gegensatz zum ost-westlichen Streichen und südlichen Einfallen der Schichten in den intakten Gneisfelsen von Gspon sowohl als in den Kalkschiefern nördlich des Rohrbachs. Die Ursache dieser Sackung liegt wohl in dem ursprünglich übersteilen Talhang, an dem sich in einer Interglazialzeit oder auch postglazial die den Abhang bildende Gneismasse längs einer Kluft unterhalb Gspon löste und auf ihrer Unterlage, den als Schmiermittel funktionierenden graphitischen Schiefern, ganz allmählich, ohne den Schichtverband aufzugeben, zur Visp hinunterglitt. Dabei vollführte die ganze Masse, auf der Karte betrachtet, eine Bewegung im entgegengesetzten Sinne der Uhrzeigerdrehung, wobei sich die obersten östlichsten Partien der Sackungsmasse zirka 300 m gesenkt haben mögen. Während diese Bewegung im grossen und ganzen zur Ruhe gekommen ist, gleitet eine sekundäre Rutschung, zum Teil eine Art Bergschliff, längs des Rohrbaches im oberen Teil der Sackungsmasse noch immer zu Tal, wie die vollständige Zerstörung des mehrfach erwähnten Zuleitungstollens an dieser Stelle im Laufe von 13 Jahren beweist.

Eine zweite grosse Sackungsmasse befindet sich zwischen der Neuen Brücke und Im Aesch im Gebiete der sogenannten *Mährenfälle* (vgl. Tafel I). Der Abrissrand der gesackten Massen verläuft entlang dem halbkreisförmigen Felsabsturz, der sich von Im Aesch gegen Unterfluh zieht. Die unterhalb diesem Absturz zu beobachtenden Gneisköpfe sind alle stark gelockert, zudem weist das ganze Gebiet bis hinunter zur Visp die eigentümlich bauchig vorspringenden Formen auf, wie sie auch die Sackungsmasse von Staldenried auszeichnen. Die Sackung der Mährenfälle wurde anscheinend durch das Unterschneiden des Abhanges durch eine alte Visp verursacht, deren Bett dann durch die gesackten Massen verschüttet wurde. Es entstand bei Neu-Brücke ein neuer, weiter östlich gelegener Visplauf, dessen Jugendlichkeit sich aus dem engen, in Kalkschiefer eingeschnittenen Bett ergibt. Die Tatsache, dass sich oberhalb der Neuen Brücke keine Anzeichen für einen ehemaligen See finden, zeigt, dass sich die Sackungsbewegung auch hier langsam vollzogen haben muss. Im Gegensatz zu Staldenried findet sich bei der Mährenfälle keine Moräne auf den gesackten Massen, es handelt sich hier jedenfalls um eine *postglaziale Bewegung*, der *nachträglich* ein grösserer *Bergsturz* folgte, der gleichfalls von der erwähnten halbkreisförmigen Felswand losgebrochen ist.

Weitere kleinere Bergstürze ereigneten sich im Vispertal, ebenfalls in postglazialer Zeit, an folgenden Orten:

Südlich oberhalb *Im Eich* stürzte aus der hohen Kalkschieferwand eine beträchtliche Gesteinsmasse zu Tal.

Westlich Unter Biel und *Im Gestein* lösten sich grössere Massen von Triasquarzit und verursachten kleinere Bergstürze.

Endlich findet sich ein grösseres Bergsturztrümmerfeld auf dem *Hohbord* unterhalb *Törbel*. Die Gneismassen stürzten hier nach den Aussagen der Bewohner am Anfange des letzten Jahrhunderts von der «Fluh» hinunter.

V. Zusammenfassung.

Im Vispertal sind die *Sericitalbitschiefer* und -gneise der Bernharddecke nicht nur am Rande gegen die mesozoischen Schichten von *graphitführenden, kristallinen Schiefern* begleitet, sondern diese treten auch inmitten der Casannaschiefer der Decke auf. Die graphit- und anthrazitführenden Quarzitphyllite und Gneise der Region Vispertal-Simplon stehen nicht in direktem Zusammenhang mit dem als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten Carbon von *Turtmann*; die Deutung des carbonischen Alters dieser graphitischen Schiefer ist unsicher; sie stützt sich auf den beträchtlichen Kohlenstoffgehalt und ihre ausgedehnte Verbreitung. Der Kohlenstoff ist hauptsächlich als *Graphit* speziell in der Form des Graphitits vorhanden, nur ganz untergeordnet tritt er auch als Anthrazit auf. Der durchschnittliche Gehalt an kohligter Substanz beträgt 9,6 %; er steigt im Anthrazit von Gspon auf 56,7 %. Die mehrfach einwandfrei konstatierten vertikalen Übergänge der carbonischen Phyllite und Gneise zu den Casannaschiefern weisen auch auf ein carbonisches Alter der letztern hin. Man kann dementsprechend die gesamten kristallinen Schiefer der Bernharddecke im Vispertal nach *P. Termier* zur «série cristallophyllienne B» stellen, wobei allerdings betont werden muss, dass sich hier für die Zugehörigkeit permischer und triassischer Sedimente zu dieser Serie von Paragneisen keine Anhaltspunkte finden.

Dynamometamorphe, rosa gefärbte, permische Konglomerate treten nur in Verbindung mit dem Quarzit der untern Trias westlich des Vispertals auf. Im Gebiet des Tales selbst fehlen sie, wie auch die triassischen Quarzite stark zurücktreten. Die kalkige, obere Trias erscheint nur am Rande des zur Monte Leone-Ofenhorndecke gehörenden Gantergneises rings um das Gebirge in bedeutenden Massen.

Die *Bündnerschiefer* des Vispertals sind in penninischer Facies entwickelt. Sie enthalten auch graphitreichere Lagen. Ihre basalen Horizonte, meist dichte, oft marmorisierte Kalke, sind anscheinend ebenfalls triassischen Alters. Sie sind durch ausgedehnte Lager tuffoider Grünschiefer charakterisiert; bei der Lokalität Spiss zeigen diese Variolitbildung. — Auch die höhern mesozoischen Sedimente sind reich an Einlagerungen ophiolitischer Gesteine. In genetischer Hinsicht interessant ist darin südlich des Schlüsselackers eine Grünschieferlinse, die im Zentrum typische Reste ophitischer Struktur und am Rande Anzeichen endomorpher Kontaktbildungen aufweist. Neben Grünschieferlinsen treten auch solche von Serpentin auf, von denen sich das grosse Lager unterhalb Zeneggens durch seinen Reichtum an nicht spinnbarem Tremolit-Asbest auszeichnet. Die *tektonischen Verhältnisse* sind aus der Profiltafel (Tafel II) zu erkennen.

Literaturverzeichnis.

1869. 1. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz, mit 1 Karte. 1 : 200,000.
Neue Denkschriften der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Bd. XXIII. H. Georg, Genf und Basel. Abgedruckt in den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz, Lief. XXVII ohne die Karte 1 : 200,000. J. Dalp, Bern 1883.
1871. 2. *H. Gerlach*. Das südwestliche Wallis. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. IX.
1887. 3. *C. Schmidt*. Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizeralpen. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrgang 1887. Bd. I.
1891. 4. *C. Schmidt*. Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. Anhang zur XXV. Lieferung der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.
1891. 5. *P. Termier*. Etude sur la construction géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). — Bull. Serv. carte géol. de France. T. II. N° 20.
1894. 6. *M. Bertrand*. Etudes dans les Alpes françaises. Bull. soc. géol. de France, 3° série, tome XXII, année 1894, Paris, séance du 22 janvier 1894.
1895. 7. *S. Franchi* et *V. Novarese*. Appunti geologici et petrografici sui dintorni di Pinerolo. Boll. R. Com. Geol. XXVI.
1896. 8. *C. Haug*. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. de France. 1896.
1896. 9. *V. Novarese*. Rilavamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpe Cozic). — Boll. R. Com. Geol. XXVII. 1896.
1898. 10. *V. Novarese*. I Giacimenti di Grafite delle Alpe Cozic. — Boll. R. Com. Geol. XXIX. 1898 (con cartina).
1901. 11. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inauguraldissertation. Basel.
1901. 12. *P. Termier*. Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. — Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Tome 133. Paris.
1903. 13. *N. Pellati*. Studio Geologico-Minerario sui Giacimenti di Antracite delle Alpi occidentali Italiane. — Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. Volume XII. Roma.
1903. 14. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel. Bd. 15, H. 2.
1903. 15. *P. Termier*. Les Montagnes entre Briançon et Vallouise. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1903.
1907. 16. *H. Preiswerk*. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. I. Teil. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXVI.
1907. 17. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — Eclog. geol. Helv. vol. IX.
1907. 18. *C. Schmidt*, *H. Preiswerk* und *A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1 : 50,000 mit Erläuterungen von C. Schmidt und H. Preiswerk. Herausgegeben von der geolog. Kommission der Schweiz. naturf. Ges., Nr. 6.
1908. 19. *H. Hess*. Alte Talböden im Rhonegebiet, pag. 321—361. — Zeitschrift für Gletscherkunde, II. Bd. 1908.

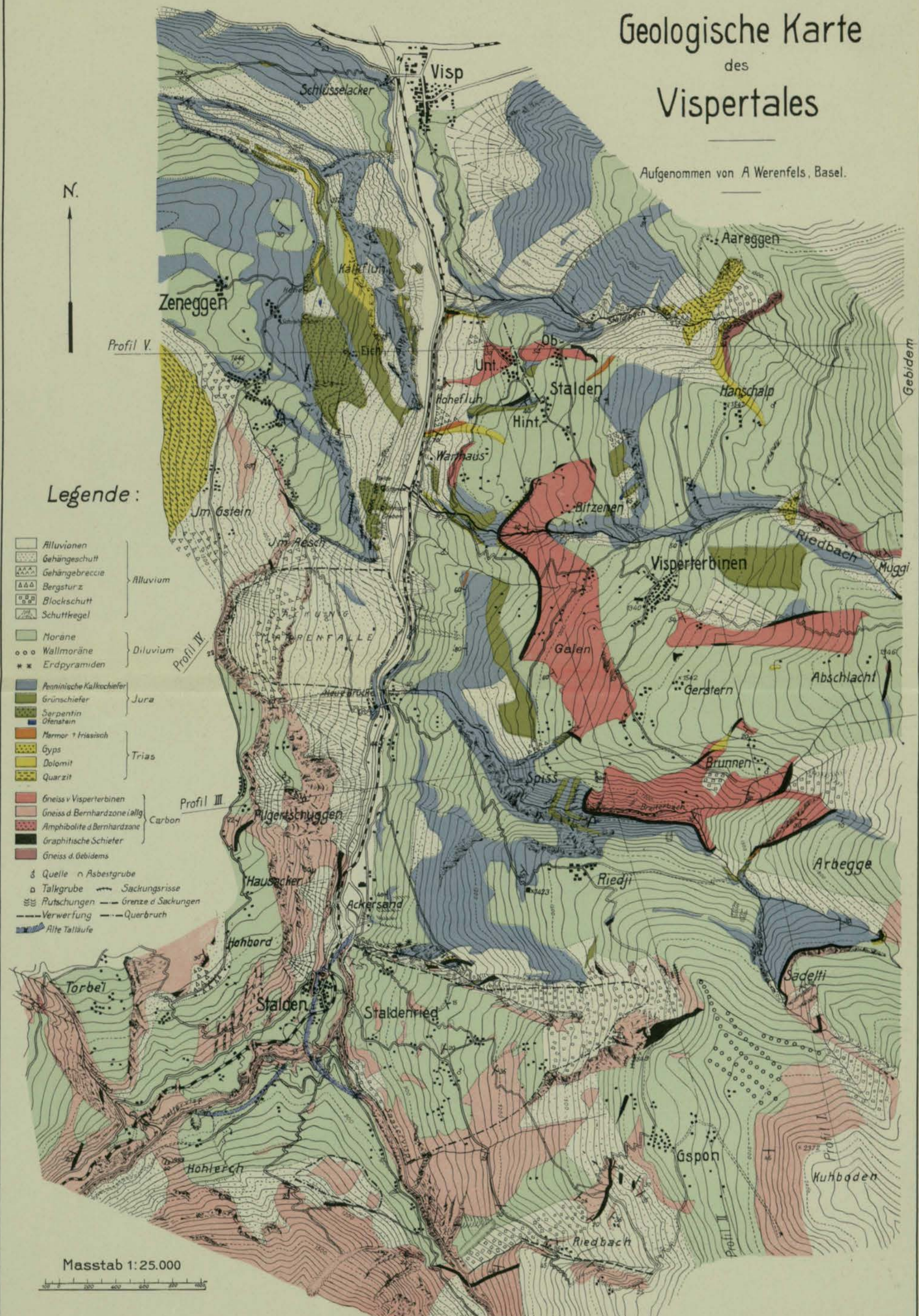
1908. 20. *Reale Ufficio Geologico*. Carta geologica delle Alpi occidentali. Dedotta dai Rilevamenti eseguiti dagli Ingegneri del R. Corpo delle Miniere, dal 1888 al 1906 essendo direttori del Servizio geologico F. Giordana († 1892) e N. Pellati († 1907) Roma. Scala di 1 : 400,000.
1908. 21. *Em. Argand*. Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1 : 50,000. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXIII, carte spéciale n° 52. Publiée par la Commission géologique Suisse.
1908. 22. *W. Kilian, J. Révil*. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mémoires pour servir à l'exploitation de la carte géologique détaillée de la France. Tome I et II. Paris 1908.
1909. 23. *E. Argand*. L'Exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Géographie physique, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. Bulletin n° 14.
1909. 24. *Emile Haug*. Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Tome CXLVIII. Paris.
1909. 25. *A. Penk und E. Brückner*. Die Alpen im Eiszeitalter. Zweiter Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen. — Ch. H. Tauchnitz. Leipzig 1909.
1909. 26. *H. Schardt*. Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais. — Bulletin de la Société Murithienne des Sciences naturelles du Valais. Tome XXXV, 1908.
1910. 27. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXXI. Berne 1911.
1911. 28. *E. Argand*. Sur la limite des deux séries cristallo-phylliennes compréhensives des Alpes occidentales. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences naturelles. Séance du 5 juillet 1911.
1911. 29. *B. G. Escher*. Über die prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Dissertation, Zürich. Amsterdam 1911.
1911. 30. *F. Nussbaum*. Die Tal- und Bergformen des Vispergebietes. — Jahrbuch des S. A. C., XLVI, 1910.
1912. 31. *E. Argand*. Les Nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essais de carte structurale, 1 : 500 000, avec 3 pl. de profile. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXVII, carte spéciale n° 64. Publiés par la Commission géologique Suisse.
1912. 32. *A. Rothpletz*. Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 64, Jahrg. 1912. Monatsbericht Nr. 4.
1912. 33. *E. Argand*. Observations sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. — Eclog. geol. Helv., vol. XI, n° 6.
1913. 34. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. — Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft. Basel, Bd. XXIV.
1914. 35. *A. Rothpletz*. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 66, Jahrg. 1914, Abhandl. Heft 1/2.
1914. 36. *H. Preiswerk*. Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. — Ecl. geol. Helv., vol. XIII, n° 2.
1915. 37. *Rudolf Staub*. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiet. — Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Jahrg. 60, 1915.
1916. 38. *E. Argand*. Sur l'arc des Alpes occidentales. — Ecl. geol. Helv., Bd. XIV, n° 1.
1916. 39. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, Bd. 5. Jena 1916.
1917. 40. *L. Milch*, in Breslau. Über Adinole und Adinolschiefer des Harzes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, 1917. Berlin 1918.
1917. 41. *Max Gonsalves*. Der Simplontunnel. — Eine petrographische Studie. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, pag. 487—517.

1917. 42. *C. Schmidt*. Asbest und Nephrit von Poschiavo in Graubünden. — Zeitschrift für praktische Geologie, Heft 5, 1917.
1918. 43. *M. Lugeon*. Sur quelques charbons d'âge non carbonière de la vallée du Rhône valaisan. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences nat. Séance du 20 février 1918.
1919. 44. *A. Buxtorf*. Aus der Talgeschichte der Via Mala. — „Heim-Festschrift“. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, 1919.
1919. 45. *Albert Heim*. Geologie der Schweiz. — Bd. I und Bd. II bis und mit Heft 4. — Leipzig 1919. Chr. H. Tauchnitz.
1919. 46. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. — Kümmerly und Frey, Bern 1919.
1920. 47. *Rudolf Stanb*. Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Bd. LXV.
1920. 48. *C. Schmidt*. Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1 : 500,000. — I. Charbons-Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux, II. Sels, III. Minéraux. — Matériaux pour la Géologie de la Suisse publiés aux frais de la Confédération par la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles. A. Franke, Bern.



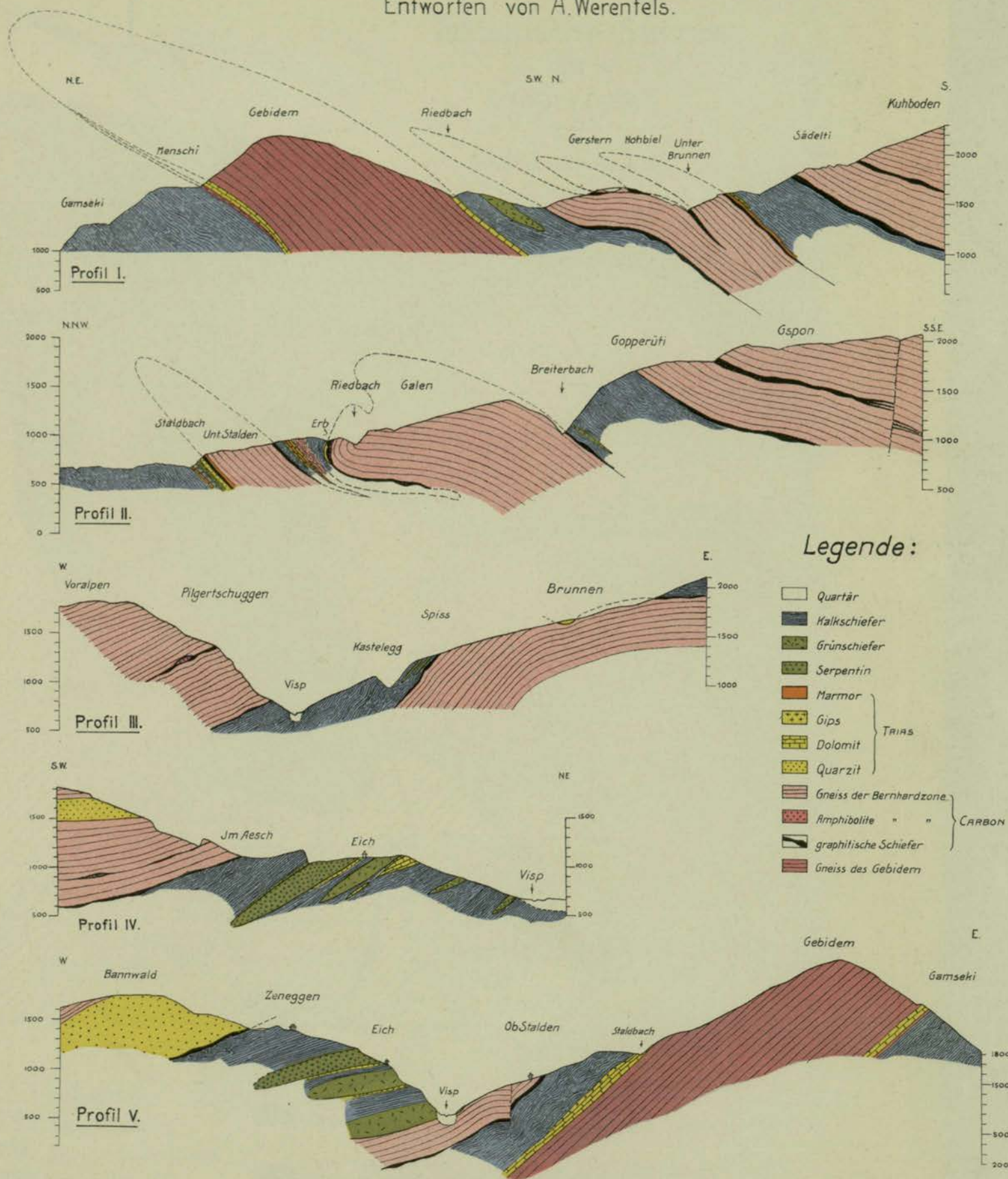
Geologische Karte des Vispertales

Aufgenommen von A. Werenfels, Basel.

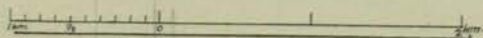


Profile durch das Vispertal.

Entworfen von A. Werenfels.

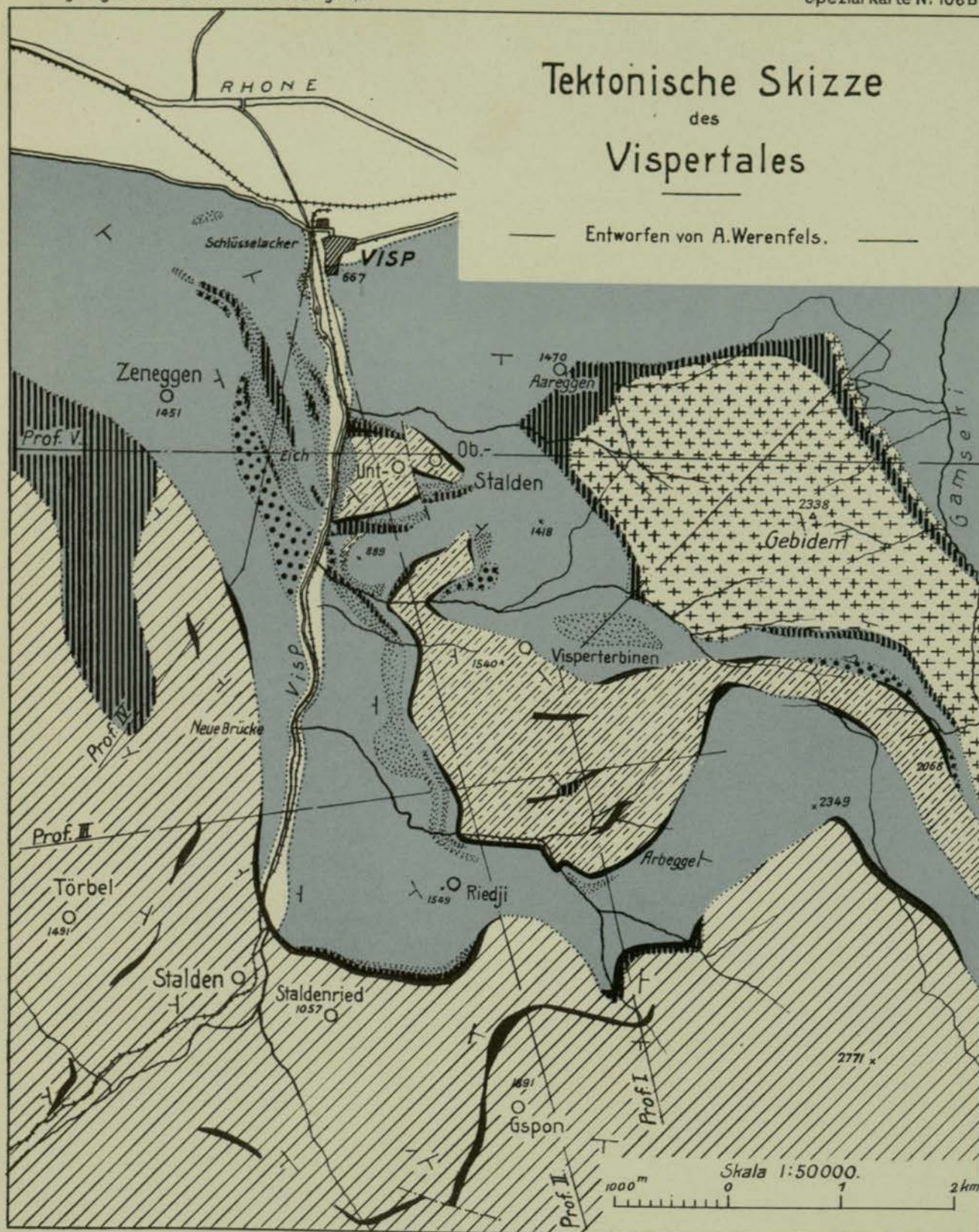


Masstab 1: 50.000



Tektonische Skizze des Vispertales

Entworfen von A. Werenfels.



Graph. Anstalt W. Wassermann, Basel

Legende:

- Talboden
 - Kalkschiefer
 - Grünschiefer
 - Serpentin
- } Jura

- Marmor, Dolomit, Gyps & Quarzit der Trias
- Graphit & Anthrazit = führende Schiefer d. Carbon

- Kristalline Schiefer der Bernhardecke
- Löffel v. Visperterbinen
- Gantergneis der Leonedecke

